

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DE SENSIBILITÉ DU CLIMAT DE LA BAIE D'HUDSON À L'EFFET  
INDIRECT DE LA RÉTROACTION DÉSHYDRATATION - EFFET DE SERRE  
DURANT LA PÉRIODE HIVERNALE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR  
MATHIEU GAGNÉ

AVRIL 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Un projet de maîtrise est une expérience enrichissante et se réalise avec la collaboration de plusieurs individus. Je voudrais remercier les différentes personnes qui m'ont encouragé et aidé sur le plan académique. Une maîtrise est un projet considérable nécessitant la recherche et l'assimilation d'une grande quantité d'informations. Par conséquent, il est facile de perdre de vue les nombreux objectifs durant le parcours.

Tout d'abord, je tiens à souligner le travail de mon directeur de maîtrise, monsieur Éric Girard, quant à son rôle d'encadrement dans ce projet. Il a su tout au long de ma recherche m'orienter dans la bonne direction. De plus, je voudrais remercier la contribution de madame Ping Du et de monsieur Rodrigo Munoz-Alpizar pour leur soutien quant aux difficultés rencontrées sur le plan de la programmation. Ce dernier aspect est crucial dans l'élaboration de mon projet.

Je remercie également monsieur Claude Desrochers et monsieur Abderahim Khaled pour leur aide concernant les ressources informatiques à ma disposition de même que monsieur Luc Boulanger pour ses précieux conseils. Enfin, je tiens aussi à remercier mes collègues de travail, mes amis, et ma famille qui m'ont encouragé tout au long de ma maîtrise.

# TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	v
LISTE DES ACRONYMES .....	x
LISTE DES SYMBOLES .....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION.....	1
<b>CHAPITRE I</b>	
<b>NOTIONS THÉORIQUES.....</b>	<b>7</b>
1.1 Les aérosols .....	7
1.1.1 Le sulfate .....	8
1.2 La formation du sulfate .....	9
1.3 Propriétés des aérosols sulfatés et forçage radiatif .....	11
1.3.1 Noyaux de condensation.....	12
1.3.1.2 Gel hétérogène et homogène.....	14
1.4 Circulation atmosphérique et transport des aérosols.....	15
1.5 Climat de la région arctique et contexte régional de la baie d'Hudson.....	20
1.5.1 La brume arctique «artic haze».....	24
1.6 Hypothèse de travail.....	26
1.6.1 La réaction de rétroaction déshydratation - effet de serre .....	26
<b>CHAPITRE II</b>	
<b>MÉTHODOLOGIE .....</b>	<b>29</b>
2.1 Description du modèle NARCM.....	29
2.1.1 La partie météorologique.....	30
2.1.2 La partie chimique .....	31
2.2 Le schéma de la microphysique des nuages stratiformes .....	33
2.2.1 Modification du paramétrage.....	36
2.3 Configuration de l'expérience.....	39
2.3.1 Domaine d'étude.....	39
2.3.2 Conditions initiales et aux frontières .....	41
2.3.3 Climatologie des aérosols.....	42
2.3.4 L'intégration du modèle NARCM .....	44
2.4 Validation du modèle NARCM.....	49
2.4.1 La température à la surface et la pression au niveau de la mer.....	50
2.4.2 Le géopotential à 500 hPa.....	51

2.4.3 La circulation.....	52
2.4.4 La précipitation.....	53
<b>CHAPITRE III</b>	
<b>RÉSULTATS ET ANALYSE.....</b>	<b>55</b>
3.1 <i>Détermination du domaine significatif.....</i>	55
3.1.1 Tests d'hypothèses.....	57
3.2 <i>Scénario climatique de référence .....</i>	59
3.3 <i>Sensibilité du climat de la baie d'Hudson .....</i>	61
3.3.1 Modification de la température.....	61
3.3.2 Modification de la circulation.....	69
3.3.3 Modification du couvert nuageux .....	74
3.3.4 Modification du CEL et du CEG dans les nuages .....	77
3.3.5 Modification des précipitations .....	83
3.3.6 Concentration des aérosols de sulfate .....	86
<b>RÉSUMÉ ET DISCUSSION .....</b>	<b>89</b>
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>93</b>
<b>ANNEXE A</b>	
<b>MODES DE FORMATION DU SULFATE .....</b>	<b>96</b>
A.1 <i>Formation des aérosols de sulfate par CGP.....</i>	96
A.2 <i>Formation des aérosols de sulfate par CGTP.....</i>	99
A.3 <i>Formation des aérosols de sulfate par conversion des éléments de la surface terrestre en particules.....</i>	100
<b>ANNEXE B</b>	
<b>FIGURE COMPLÉMENTAIRE AU CHAPITRE I.....</b>	<b>101</b>
<b>ANNEXE C</b>	
<b>FIGURES COMPLÉMENTAIRES AU CHAPITRE II.....</b>	<b>103</b>
<b>ANNEXE D</b>	
<b>FIGURES COMPLÉMENTAIRES AU CHAPITRE III .....</b>	<b>104</b>
<b>GLOSSAIRE .....</b>	<b>112</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>113</b>

## LISTE DES FIGURES

Figure		Page
I. 1	Anomalie de la température moyenne globale de l'air à la surface Terre-atmosphère de 1861 à 2000 par rapport aux valeurs de la période de référence [1961 – 1990] (IPCC, 2001, p. 107).....	1
I. 2	Augmentation de la température moyenne près de la surface pour le scénario 2 x CO <sub>2</sub> du CMIP2 (IPCC, 2001, p. 546).....	2
I. 1	L'efficacité d'extinction de masse («mass extinction efficiency») et l'albédo de réflexion simple («single scat. albedo») des aérosols en fonction du diamètre (tirée de IPCC, 2001, p. 294).....	12
I. 2	Concentration en nombre des gouttelettes de nuage en fonction de la concentration de sulfates (µg/m <sup>3</sup> ), et ce pour trois différentes analyses : analyse empirique de Jones et al. (1994b), Boucher et Lohmann (1995) et l'analyse mécanistique de Chuang et Penner (1995) (tirée de IPCC, 2001, p.310).....	13
I. 3	Circulation moyenne à la surface du globe et position des systèmes de hautes (+) et de basses (-) pressions durant l'hiver (référence).....	16
I. 4	a) Transport de la chaleur par les trois régimes de la circulation atmosphérique, et b) fréquence du flux d'air entrant dans la masse d'air arctique en fonction de la longitude (tirée de AMAP, 1998, p. 28-30).....	17
I. 5	a) Distribution spatiale des sources d'émission du SO <sub>2</sub> anthropique (GgS/année), et b) Position moyenne du front arctique durant le mois de janvier (bleu) et juillet (orange), de même que la fréquence du flux d'air entrant dans la masse d'air arctique (flèches en vert) (tirée de AMAP, 1998, p. 29-30).....	18
I. 6	Extension moyenne de la masse d'air arctique en janvier (jaune) selon Barrie et Hoff (1984). Zones principales de la circulation moyenne de l'air entrant et sortant de la masse d'air arctique (orange). La direction de l'écoulement est indiquée par les flèches (Raatz, 1991).....	19
I. 7	Contribution de la PCC au flux radiatif infrarouge vers le bas reçu à la surface (W/m <sup>2</sup> ) (Girard et Blanchet, 2001).....	22
I. 8	Cycle annuel moyen de la couverture totale de nuage en pourcentage au-dessus de la région arctique (60 à 90 °N). La ligne continue est la climatologie issue de ISCCP et la ligne en pointillée est tirée à partir des observations de surface (Hahn et al, 1995).....	23

1. 9	Observation de la visibilité durant l'hiver pour la période de 1951 à 1993, lorsque l'humidité relative est inférieure à 80% (tirée de Hoff, 1994, In : AMAP, 1998, p. 635). .....	25
1. 10	Étapes du processus de la rétroaction déshydratation – effet de serre. ....	28
2. 1	Facteur de réduction du terme de la tendance de nucléation du gel hétérogène en fonction de la concentration de sulfate (kg/kg). ....	38
2. 2	Domaine d'étude en projection polaire stéréographique. L'altitude de la topographie y est illustrée (m) de même que la délimitation entre la zone éponge et le domaine libre (carré noir). ....	40
2. 3	Nombre de simulation minimale (N) pour le champ de la température en surface selon l'ensemble de référence (a) et perturbé (b). Nombre de simulation minimale pour le champ de la pression au niveau de la mer selon l'ensemble de référence (c) et perturbé (d). ....	47
2. 4	Variance de la température de surface ( $K^2$ ) et de la pression au niveau de la mer ( $Pa^2$ ) en fonction du nombre de simulation réalisé pour l'ensemble de référence. ....	49
2. 5	Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) de la température à 1000 hPa ( $^{\circ}C$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	50
2. 6	Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) de la pression au niveau de la mer (en hPa) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	51
2. 7	Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) du géopotentiel (dam) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	52
2. 8	Anomalie de la circulation pour le mois de janvier 1994. Les flèches noirs représentent la circulation des réanalyses NCEP et les flèches bleues la circulation simulée. La vitesse (nœud) est indiquée par la longueur des vecteurs sur la légende. ....	53
3. 1	Erreur en valeur absolue (terme 2) de la température ( $^{\circ}C$ ) au niveau de l'abri, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	57
3. 2	Zones où l'anomalie de la température au niveau de l'abri est significative (en blanc) et non significative (en gris). ....	59
3. 3	Température à 1000 hPa ( $^{\circ}C$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration (cas de référence). ....	60
3. 4	Anomalie de la température à la surface ( $^{\circ}C$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	62

3. 5	Anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	63
3. 6	Moyenne spatiale de l'anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ), de la température ( $^{\circ}\text{C}$ ) et de l'humidité spécifique ( $\text{kg/kg}$ ) à l'abri, durant le mois de janvier 1994, au dessus du domaine d'intérêt. ....	64
3. 7	Moyenne spatiale de l'anomalie de la température à la surface et selon le niveau de pression ( $^{\circ}\text{C}$ ) durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	65
3. 8	Moyenne spatiale du profil vertical de la température pour le mois de janvier 1994 dans le scénario de référence et le scénario perturbé, au-dessus du domaine d'intérêt. Les deux segments parallèles, croisant l'axe des y, indiquent une brisure d'échelle entre le niveau de l'abri (2 m) et les niveaux de pressions. ....	66
3. 9	Moyenne spatiale du profil vertical de la température pour le mois de janvier 1994 dans le scénario de référence et le scénario perturbé, au-dessus de l'Île de Baffin. Les deux segments parallèles, croisant l'axe des y, indiquent une brisure d'échelle entre le niveau de l'abri (2 m) et les niveaux de pressions. ....	68
3. 10	Anomalie de la vitesse (nœud) et de la direction des vents au niveau 850 hPa, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	70
3. 11	Moyenne spatiale du tourbillon relatif à 850 hPa ( $\text{s}^{-1}$ ) et de la pression au niveau de la mer (hPa) pour le scénario de référence et le scénario perturbé, durant le mois de janvier 1994 au-dessus du domaine d'intérêt. ....	71
3. 12	Moyenne spatiale de l'anomalie du tourbillon relatif à 1000 hPa ( $\text{s}^{-1}$ ) et de la température au niveau de l'abri durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	73
3. 13	Moyenne spatiale de l'anomalie du profil vertical du couvert nuageux (fraction) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	74
3. 14	Moyenne spatiale de l'anomalie de la couverture nuageuse (en fraction) selon le niveau de pression durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	76
3. 15	Anomalie relative (%) du contenu en eau liquide du nuage intégré dans la colonne atmosphérique pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	78
3. 16	Anomalie de la glace de nuage intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	79
3. 17	Profil vertical de l'anomalie du contenu en glace et en eau liquide du nuage ( $\text{kg/m}^3$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	80



3. 18	Anomalie de l'eau liquide, de la glace de nuage, et de l'eau totale intégrée à la verticale ( $\text{kg/m}^2$ ), et anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ) durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	81
3. 19	Proportion de la phase liquide et solide (%) dans le scénario de référence et le scénario acide pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	83
3. 20	Moyenne spatiale de l'anomalie du taux de précipitation totale reçu à la surface ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ), du couvert nuageux à 850 hPa (fraction) et de la glace intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ), durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	85
3. 21	Anomalie de la concentration en sulfate intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. ....	87
3. 22	Moyenne spatiale de l'anomalie de la concentration de sulfate ( $\text{kg/m}^3$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt. ....	88

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
1. 1	Estimation des sources d'aérosols secondaires (en Tg/année) (tiré de IPCC, 2001).	10
2. 1	Concentrations moyennes des aérosols de sulfate par niveau atmosphérique en considérant une simulation sans la climatologie et une autre avec la climatologie...	44
2. 2	Conditions initiales (en gras), simulations préparatoires et simulations d'intérêts pour chacune des paires de simulations.....	45
3. 1	Périodes pendant lesquelles surviennent une intensification et un affaiblissement de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt pendant le mois de janvier 1994 (les périodes en gras indiquent des fluctuations plus importantes).....	72

## LISTE DES ACRONYMES

AMAP	Arctic Monitoring and Assessment Programme
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
CAM	Canadian Aerosol Module
CEG	Contenu en glace
CEL	Contenu en eau liquide
CGP	Conversion gaz à particules
CGTP	Conversion gouttelettes à particules
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CMIP2	Coupled Model Intercomparison Project 2
CNGN	Concentration en nombre de gouttelettes de nuages
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
GEIA	Global Emissions Inventory Activity
GES	Gaz à effet de serre
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LITE	Lidar In-Space Technology Experiment
MCG	Modèle de circulation générale
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
NARCM	Northern Aerosol Regional Climate Model
NC	Noyau(x) de condensation
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCN	Noyau(x) de condensation de nuage
NG	Noyau(x) de glaciation
ONA	Oscillation Nord-Atlantique
RDES	Rétroaction déshydratation - effet de serre

## LISTE DES SYMBOLES

$\mu\text{g}$	Microgramme
$\mu\text{m}$	Micromètre
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celcius
$b$	Couvert nuageux
$C_{ip}$	Concentration des aérosols secs de taille (i) et de type (p)
$C_{ip}^{bcl}$	Contribution du lessivage par les précipitations
$C_{ip}^{cla}$	Contribution des processus s'effectuant en ciel clair
$C_{ip}^{dry}$	Contribution du dépôt sec
$C_{ip}^{dyn}$	Contribution des processus dynamiques
$C_{ip}^{icl}$	Contribution des processus dans le nuage
$C_{ip}^{src}$	Contribution des sources
$\text{dam}$	Décamètre
$E$	Erreur de la variable
$g$	Gramme
$H_0$	Hypothèse nulle
$H_1$	Hypothèse non nulle
$\text{hPa}$	Hectopascal
$j$	Jour
$\text{kg}$	Kilogramme
$\text{Km}$	Kilomètre
$M$	Valeur moyenne
$m$	Mètre
$\text{mm}$	Millimètre
$N$	Nombre de simulation requis
$n$	Taille de l'échantillon
$P$	Temps de séjours
$Q_{agg}^c$	Agrégation des cristaux de glace dans le nuage (c)
$Q_{aut}^c$	Auto-conversion des gouttelettes de nuage

$Q_{\text{cnd}}^{\text{c}}$	Condensation de la vapeur d'eau et évaporation de l'eau du nuage
$Q_{\text{cnd}}^{\text{o}}$	Évaporation de l'eau du nuage dans la partie sans nuage (o)
$Q_{\text{dep}}^{\text{c}}$	Déposition de la vapeur et sublimation de la glace de nuage
$Q_{\text{dcp}}^{\text{o}}$	Sublimation de la glace de nuage transportée dans la partie sans nuage
$Q_{\text{cvp}}^{\text{o}}$	Évaporation de la pluie
$Q_{\text{frc}}^{\text{c}}$	Gel de contact des gouttelettes de nuages
$Q_{\text{frh}}^{\text{c}}$	Gel homogène des gouttelettes de nuages
$Q_{\text{frs}}^{\text{c}}$	Gel hétérogène et stochastique des gouttelettes de nuages
$q_i$	Rapport de mélange de la glace de nuage
$q_l$	Rapport de mélange de l'eau de nuage
$Q_{\text{mli}}^{\text{c}}$	Fonte de la glace de nuage
$Q_{\text{raci}}^{\text{c}}$	Accrétion des gouttelettes de nuage par la pluie
$Q_{\text{saci}}^{\text{c}}$	Accrétion des cristaux de glace par la neige
$Q_{\text{saci}}^{\text{c}}$	Accrétion des gouttelettes de nuage par la neige
$Q_{\text{sub}}^{\text{o}}$	Sublimation de la neige
$q_v$	Rapport de mélange de la vapeur d'eau
$R$	Coefficient de corrélation
$S^2$	Variance corrigée de l'échantillon
$W$	Watt
$Z_{\alpha}$	Propriété de la fonction de distribution normale
$\alpha$	Niveau significatif
$\partial/\partial t$	Dérivée partielle par rapport au temps
$\sigma^2$	Variance de la population
$\Omega$	Population

## RÉSUMÉ

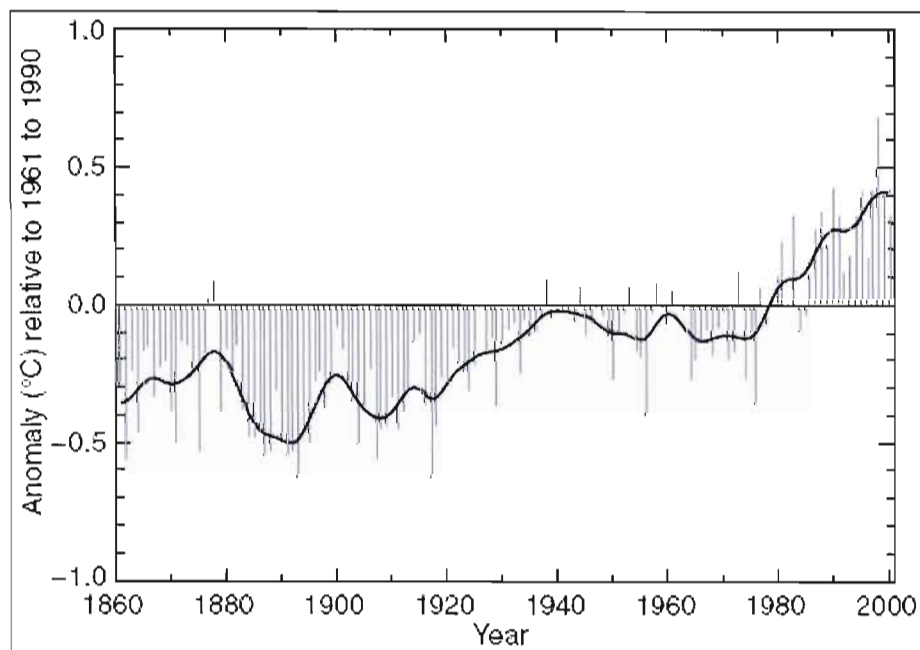
La brume arctique est caractérisée par des concentrations élevées en acide sulfurique et provient du transport à grande échelle des polluants depuis les latitudes moyennes durant l'hiver et le printemps. Des observations révèlent une diminution de un à quatre ordres de grandeur de la concentration en noyaux de glaciation (NG) lors de ces épisodes de pollution. L'acide sulfurique a ainsi le potentiel de modifier la nucléation hétérogène de la glace dans l'atmosphère en diminuant la concentration de NG. Aussi les cristaux de glace sont moins nombreux mais plus gros. Cela favorise une précipitation accrue et augmente le flux d'eau vers la surface. Cette déshydratation de la basse troposphère, produit aussi un refroidissement de la masse d'air par une diminution de l'effet de serre. Selon Girard *et al.* (2005), cet effet radiatif indirect des aérosols (effet de la RDES) représente un forçage radiatif de  $-9 \text{ W/m}^2$  en hiver dans le Nord canadien.

Bien que située plus au sud que l'Arctique canadien, la baie d'Hudson est une région qui s'apparente à l'Arctique durant l'hiver. Elle est notamment envahie par la brume arctique dans sa partie nord du fait des vents dominants provenant de l'Arctique. L'objectif du projet est de déterminer l'applicabilité probable de l'effet de la RDES dans le secteur de la baie d'Hudson. Pour ce faire, nous avons effectué un test de sensibilité avec le simulateur numérique NARCM 3D. Ce dernier permet de simuler l'impact de la pollution atmosphérique sur le climat régional des moyennes et hautes latitudes. Il inclut les émissions des aérosols et/ou de leurs gaz précurseurs, les transformations physico-chimiques, la nucléation, la condensation et la coagulation, les interactions des aérosols avec les nuages et la radiation, de même que les processus de dépôt. Deux ensembles de simulations ont été réalisés, soit une première avec une concentration naturelle d'aérosols et une seconde avec une concentration acide. Le scénario acide produit un forçage radiatif négatif dans l'infrarouge de  $3,2 \text{ W/m}^2$  (refroidissement) dans le secteur de l'Île de Baffin et semble associé à l'effet de la RDES. À l'inverse des résultats anticipés, le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec subit un réchauffement moyen de près de  $2,7 \text{ }^\circ\text{C}$  en surface durant le mois de janvier et une augmentation de  $12,8 \text{ W/m}^2$  du bilan radiatif à la surface. Le réchauffement s'explique par un transport accru de la chaleur depuis les régions sud-canadiennes mais surtout par une augmentation du couvert nuageux. En effet, il y a une augmentation de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt. Cette dernière permet un transport accru du sulfate vers le Nord du Québec et une réduction de la charge d'aérosols atteignant l'Atlantique. L'effet de la RDES identifié dans le secteur de l'Île de Baffin pourrait affecter la circulation des latitudes moyennes et expliquer l'anomalie de la circulation constatée au-dessus du domaine d'intérêt.

Mots clefs : *Arctique, acide sulfurique, aérosols, noyaux de glaciation, baie d'Hudson, effet indirect de la rétroaction déshydratation – effet de serre*

## INTRODUCTION

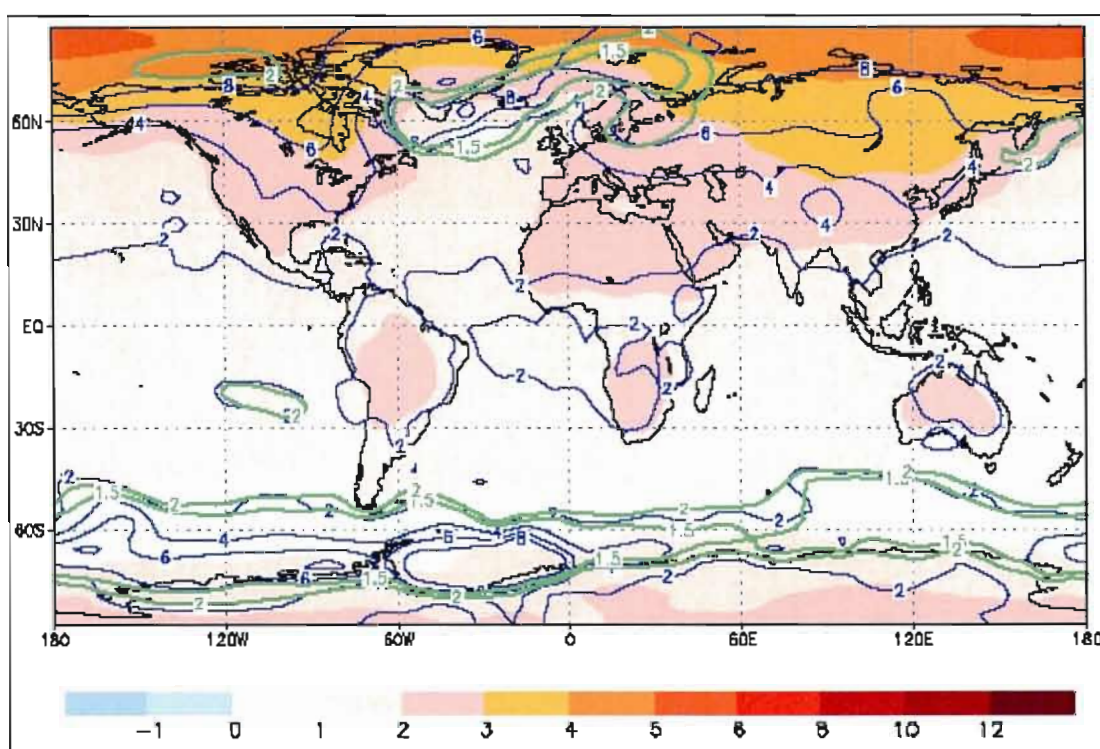
Le changement climatique attribuable aux gaz à effet de serre a retenu beaucoup d'attention jusqu'à présent. Depuis la fin du 19<sup>e</sup> siècle, la température globale moyenne de l'atmosphère près de la surface, a augmentée d'environ  $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$  (IPCC, 2001, p. 2).



**Figure I. 1 :** Anomalie de la température moyenne globale de l'air à la surface Terre-atmosphère de 1861 à 2000 par rapport aux valeurs de la période de référence [1961 – 1990] (IPCC, 2001, p. 107).

En considérant une augmentation annuelle de 1 % par année de la concentration en  $\text{CO}_2$  atmosphérique et un doublement de celle-ci en 2070, il est prévu que la température moyenne globale continuera d'augmenter. Les régions nordiques seront celles parmi les plus touchées. En effet, la région de la baie d'Hudson devrait subir une augmentation de 5 à 8 °C dans un tel scénario (fig. I.2). Les températures plus élevées pourraient amener à une formation plus tardive du couvert de glace de mer en automne et à un dégel plus hâtif au printemps avec une épaisseur réduite. Les modèles prévoient une diminution de près de 20 % du couvert annuel moyen de la glace de mer dans la région arctique pour l'an 2050 (IPCC, 2001, p.446). Ce

réchauffement pourrait avoir un impact écologique considérable. Notamment, sur le mode de vie de certains animaux. En effet, l'ours polaire utilise la glace de mer comme une plateforme pour s'alimenter. Il peut ainsi emmagasiner de l'énergie pour survivre durant l'été et l'automne alors que la nourriture est rarissime. La présence de la glace de mer est donc crucial pour sa survie. De plus, les communautés autochtones vivant en périphérie pourraient être affectées par une fonte plus prononcée du pergélisol de même que par un changement de leur régime alimentaire.



**Figure I. 2 :** Augmentation de la température moyenne près de la surface pour le scénario 2 x CO<sub>2</sub> du CMIP2 (IPCC, 2001, p. 546).

Cependant, des données d'observation, provenant de 30 000 sondages aérologiques prélevés pendant la période 1950-1990, ont montré une amplification de l'inversion de température dans la basse troposphère arctique de près de 4 °C durant l'hiver. Cette amplification étant caractérisée par un refroidissement de 2 °C en surface et un réchauffement de 2 °C au niveau 850 hPa (Kahl *et al.*, 1992). Une telle situation s'oppose au réchauffement



climatique global observé, de même qu'aux projections du climat futur par les modèles climatiques dans un scénario de doublement de la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique. Quant à la région de la baie d'Hudson, des observations ont révélées un réchauffement des températures dans le secteur ouest de la baie et un refroidissement dans le secteur est (Gilchrist et Robertson, 2000 ; Skinner *et al.*, 1998, *In* : AMAP, 2002, p.23) durant la période 1950-1990.

Nous savons que les aérosols constituent un facteur externe pouvant modifier le climat. Tout d'abord, les aérosols interagissent de façon directe avec la radiation, en absorbant et en réfléchissant une fraction de la radiation terrestre et solaire (effet direct). De plus, les aérosols peuvent interagir indirectement avec la radiation en modifiant les processus microphysiques des nuages (effet indirect). Nous savons que les nuages sont d'importants régulateurs du bilan radiatif terrestre. En effet, ils contribuent à refroidir le système Terre-atmosphère de 48 W/m<sup>2</sup> dans le spectre solaire (réflexion de la radiation) et à le réchauffer de 30 W/m<sup>2</sup> dans l'infrarouge (effet de serre naturel) selon l'expérience ERBE (Collins *et al.*, 1994). Or, l'interaction des aérosols avec les nuages peut modifier leurs propriétés radiatives et ainsi induire un forçage considérable sur le climat.

La quantification du forçage radiatif associé aux aérosols est plus complexe que celle des gaz à effet de serre (GES), parce que la masse des aérosols et leurs concentrations sont caractérisées par une très grande variabilité spatiotemporelle. En effet, les GES ont généralement un temps de séjour très long dans l'atmosphère, et par conséquent sont bien mélangés. En effet, le CO<sub>2</sub> a un temps de séjour variant entre 4 et 75 ans (Pruppacher et Klett, 1997). Les GES sont caractérisés par des concentrations relativement homogènes dans l'espace et le temps. Les nombreuses études scientifiques ont permis de réduire substantiellement l'incertitude liée aux effets radiatifs des gaz à effet de serre. Quant aux effets indirects des aérosols, ils représentent des facteurs externes dont l'incertitude est la plus élevée concernant la magnitude et même le signe de leurs effets radiatifs sur le climat (IPCC, 2001, p. 8).

Twomey (1977) a démontré l'effet indirect de premier type associé à une augmentation de la concentration en nombre de gouttelettes de nuages, et Albrecht (1989) celle de

deuxième type associé à une diminution de l'efficacité de précipitation, lors d'une augmentation de la concentration d'aérosols de sulfate. Ces chercheurs ont démontré que les aérosols affectent les propriétés microphysiques des nuages chauds dont le nombre, la densité et la taille des gouttelettes de nuages, de même que l'efficacité de précipitation. Par conséquent les propriétés radiatives des nuages sont altérées et il en résulte une modification de la réflexion et de l'absorption de la radiation. De surcroît, la manifestation de ces deux effets indirects est appuyée par des observations (Kuang et Yung, 2000 ; Han *et al.*, 1998a ; Han *et al.*, 1998b ; Hudson et Yum, 1997 ; Yum et Hudson, 1998).

Par contre, l'interaction des aérosols avec les nuages de phase mixte et glacée a été beaucoup moins étudiée. En effet, la compréhension de ces nuages rencontre plusieurs difficultés : le mode d'action des noyaux de glaciation plus complexe que celui des noyaux de condensation (Cooper, 1980) ; l'altération de ces noyaux par des substrats naturelles ou anthropiques recouvrant ceux-ci ; de même que la difficulté de caractériser ce type de nuage avec les techniques de mesure existantes (Bigg, 1990 ; Vali, 1991 ; Rogers, 1993 ; Pruppacher et Klett, 1997). Bien que peu étudiée, l'interaction des aérosols avec ces types de nuages pourrait constituer un forçage indirect important. La nucléation de la glace dans l'atmosphère joue un rôle vital dans le processus de la précipitation. En effet, la formation de la glace dans un nuage peut amener rapidement à la formation de la précipitation (Wallace et Hobbs, 1977). Également, plusieurs études démontrent l'impact considérable de la phase glace sur le forçage radiatif du nuage (Senior et Mitchell, 1993 ; Fowler et Randall, 1996 ; Lohmann et Feitcher, 1997). Les nuages arctiques sont d'excellent cas à analyser pour comprendre davantage la microphysique des nuages mixtes et glacés et leur impact potentiel sur le climat. Le manque de compréhension des nuages constitue la plus grande incertitude dans la modélisation et la prévision climatique (Gates, 1992, IPCC, 1992). Par conséquent, un développement des connaissances concernant la microphysique de ces nuages est souhaitable.

Le refroidissement observé en Arctique a motivé Blanchet et Girard (1995) à considérer l'impact que pourrait avoir les aérosols de nature anthropique sur le climat de la région arctique via leurs interactions avec la microphysique des nuages mixtes et glacés. Blanchet et

Girard ont considéré le potentiel des aérosols constitués d'acide sulfurique à modifier la nucléation hétérogène de la glace dans le nuage. Ces chercheurs ont montré que la modification des propriétés des nuages par ces aérosols, pourrait produire un forçage radiatif négatif de  $9 \text{ W/m}^2$  dans l'infrarouge. L'effet indirect impliqué porte le nom de la rétroaction<sup>1</sup> déshydratation – effet de serre (RDES) et permettrait d'expliquer le refroidissement de la basse troposphère observé en Arctique durant l'hiver. Ce forçage pourrait compenser localement le réchauffement climatique attribuable aux gaz à effet de serre.

La baie d'Hudson est une région située à la frontière de la région Arctique. Durant l'hiver, la masse d'air arctique s'étend au-dessus de la région de la baie d'Hudson. En effet, la baie d'Hudson est située dans un endroit stratégique où un flux d'air sortant de la région arctique vers les latitudes moyennes est identifié dans la basse troposphère. De plus, les aérosols rencontrés sont typiques de l'Arctique. Par conséquent, l'application probable de cet effet indirect sur le climat hivernal de la baie d'Hudson constitue la principale motivation de cette étude.

De plus le secteur est de la baie d'Hudson a subi un refroidissement pendant la période 1950-1990. Pendant cette période l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) fut principalement dans sa phase négative. L'ONA est un phénomène récurrent et dominant de la variabilité de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère Nord durant la période hivernale. Il consiste en une redistribution de la masse atmosphérique entre l'Atlantique subtropical et l'Arctique. Or dans la phase négative, les vents provenant de la région arctique au-dessus du nord-est du Canada sont moins forts qu'à la normale. Par conséquent, la température de la surface est plus élevée que la normale. Ainsi, le refroidissement observé durant la période 1950-1990 dans l'est de la baie ne semble pas être le résultat de l'Oscillation Nord Atlantique. Cela vient donc renforcer la manifestation probable de l'effet indirect de la RDES dans le secteur de la baie d'Hudson. Ce projet, nous permettra d'évaluer la contribution possible du forçage climatique attribuable à l'effet indirect de la RDES dans le secteur de la baie d'Hudson.

---

<sup>1</sup> L'état final d'un processus (résultat) affectant l'état initial du processus en amplifiant (rétroaction positive) ou en diminuant (rétroaction négative) cet état initial (ex : rétroaction entre la glace de mer et l'albédo, Curry *et al.*, 1995).

Pour étudier l'effet indirect de la rétroaction déshydratation - effet de serre, proposé par Blanchet et Girard (1995), nous effectuerons une étude de sensibilité avec le modèle tridimensionnel NARCM (Northern Arctic Regional Climate Model) au-dessus du domaine d'intérêt. Ce modèle permet de suivre l'évolution du transport des polluants atmosphériques de même que leurs interactions avec le climat. Les détails concernant la formulation du modèle, de même que ceux concernant l'étude de sensibilité seront présentés dans le deuxième chapitre traitant de la méthodologie. Enfin, nous présenterons dans le troisième chapitre les résultats de cette étude, leurs implications dans la région de la baie d'Hudson, de même que les explications physiques qui s'y rattachent. Enfin, nous discuterons de ces résultats et synthétiserons les concepts importants en conclusion.

# CHAPITRE I

## NOTIONS THÉORIQUES

### 1.1 Les aérosols

Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère. Ils sont injectés dans l'atmosphère à partir de sources naturelles et anthropiques. On distingue deux classes d'aérosols. Tout d'abord, on identifie les aérosols issus de sources primaires. Ceux-ci sont émis directement dans l'atmosphère sous forme de matière particulaire. Puis, on distingue les aérosols de type secondaire produit à partir de réactions chimiques entre les divers précurseurs gazeux atmosphériques. Chaque classe pouvant être à la fois d'origine naturelle ou anthropique.

La répartition des aérosols dans l'atmosphère, à partir de la turbulence et du transport direct des masses d'air atmosphérique, est caractérisée par une très grande variabilité spatiale et temporelle. Cela est principalement attribuable à leur court temps de séjour dans l'atmosphère. Le temps de séjour, variant en fonction de la taille de la particule, est de quelques secondes à 10 jours pour les particules en dessous de 1,5 Km d'altitude et jusqu'à un peu plus de 100 jours pour les aérosols présents au niveau de la tropopause. Les aérosols ayant une taille variant entre  $10^{-1}$  à  $1\text{ }\mu\text{m}$  de rayon possède le temps de séjour le plus élevé (Jaenicke, 1978a, 1988 *In* : Pruppacher et Klett, 1997, p. 250). Ces particularités les distinguent des gaz à effet de serre et expliquent notamment la complexité à quantifier le forçage radiatif associé aux aérosols.

La concentration des aérosols dépend de plusieurs facteurs dont la proximité de la source, la puissance des émissions, l'intensité des taux de transferts diffusifs par la convection et la turbulence, l'efficacité des différents mécanismes de dépôt, de même que des paramètres

météorologiques affectant la distribution horizontale et verticale de la concentration. Toutefois, la concentration diminue en générale avec l'altitude. On peut s'attendre à une telle diminution avec l'altitude étant donnée le profil vertical de la densité de l'atmosphère mais surtout parce que l'émission de ces particules se situe en grande partie en surface alors que les processus de dépôt agissent de façon continue à la verticale dans l'atmosphère. On estime que 80 % de la masse des aérosols est confinée dans les premiers kilomètres de l'atmosphère (Pruppacher et Klett, 1997, p. 226).

Junge (1963) classifie les aérosols selon leur taille dans le but d'améliorer la compréhension de ceux-ci. La distribution de taille des aérosols est divisée en trois catégories. La première est constituée des particules de Aitkens ayant une taille comprise dans l'intervalle  $[0,001\mu\text{m} - 0,1\mu\text{m}]$  de diamètre. Ces particules forment le mode de nucléation et sont formées à partir de la conversion de gaz à particules (CGP). Le mode d'accumulation est composé des particules de diamètre variant entre  $0,1\mu\text{m}$  et  $1\mu\text{m}$  inclusivement et provient de la coagulation des aérosols du mode de nucléation, de même que de la nucléation hétérogène. Enfin, on distingue le mode des aérosols grossiers (ou géants) lorsque les particules ont une taille supérieure à  $1\mu\text{m}$  de diamètre. Ces derniers sont surtout le résultat de processus mécaniques et sont généralement confinés dans la basse troposphère.

### 1.1.1 Le sulfate

Les aérosols de sulfates sont les aérosols ayant été les plus étudiés jusqu'à maintenant. Ils représentent un groupe dont les émissions et la production dans l'atmosphère sont très importantes. Cette espèce chimique est celle considérée dans cette étude. Il convient donc d'expliquer leur origine, leur mode de formation de même que leurs propriétés.

La majorité des aérosols de sulfates présents dans l'atmosphère sont de type secondaire. Ils sont formés à partir de gaz précurseurs tels que le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ) issu des activités anthropiques et des volcans, de même que du DMS ( $\text{CH}_3\text{SCH}_3$ ) provenant essentiellement du plancton marin et de quelques autres sources biologiques. Dans la troposphère, les aérosols sulfatés les plus importants sont l'acide sulfurique ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), le sulfate d'ammonium ( $[\text{NH}_4]_2\text{SO}_4$ ) ainsi que le bisulfate d'ammonium ( $\text{NH}_4\text{HSO}_4$ ) (Twomey,

1971 ; Nemesure *et al.*, 1995, *In* : Li, J., et Q. Min, 2002). Enfin, on distingue les sulfates de type primaires, émis directement dans l'atmosphère, tels que le sulfate de sel de mer et la poussière de gypse.

## 1.2 La formation du sulfate

Le sulfate peut se former à partir de la conversion de gaz en particules (CGP). On dénote dans ce premier mode de formation, la condensation homogène de sulfures gazeux, caractérisées par de grandes sursaturations. Notamment, l'acide sulfurique est produit à la suite de la condensation de l'acide sulfurique gazeux dans les plumes volcaniques. De plus, des réactions photochimiques entre les précurseurs gazeux amènent la formation d'acide sulfurique. Ainsi, des gouttelettes d'acides sulfuriques sont produites par la nucléation binaire de l'acide sulfurique gazeux produit par réaction photochimique, avec la vapeur d'eau. On identifie également la nucléation hétérogène à partir de laquelle l'acide sulfurique gazeux se condense sur des aérosols préexistants. On estime à 12 % la conversion des sources de sulfures gazeux en sulfate selon les calculs effectués par des modèles (IPCC, 2001, p. 301). Deuxièmement, le sulfate se forme à partir de la conversion de gouttelettes à particules (CGTP). La transformation du SO<sub>2</sub> en sulfate, à travers la phase aqueuse, serait responsable de la transformation de 45 % des sources de sulfures. De plus, la transformation du DMS en composé sulfaté dans les nuages est proposée par Charlson *et al.* (1987) et représenterait jusqu'à 50 % de la production annuelle du sulfate naturel (Janiecke, 1988). Ce mode de formation serait important à l'échelle globale. Enfin, le sulfate peut se former à partir de la désintégration des éléments de la surface terrestre et océanique. Toutefois, ce dernier mode de formation représente une production plus faible. En résumé, les modèles indiquent que la production du sulfate dans les gouttelettes d'eau est le mécanisme dominant. Une explication des trois modes de formation du sulfate est présentée en détail dans l'annexe a.

On définit la production du sulfate secondaire comme étant le taux de formation du sulfate par unité de temps issus de sources secondaires. Cette production est contrôlée par plusieurs facteurs. Tout d'abord, la puissance des émissions des gaz précurseurs. Le dioxyde de soufre est libéré en quantité plus importante durant l'hiver étant donnée la consommation énergétique plus élevée. Puis, la fraction des gaz précurseurs enlevés dans l'atmosphère avant

leur conversion en sulfate. En effet, les précipitations peuvent entraîner une partie des gaz précurseurs vers la surface, ce qui a pour effet de diminuer la concentration de ceux-ci et d'abaisser la production du sulfate. Il est à noter que seulement 46 à 82% du  $\text{SO}_2$  réagit chimiquement pour former du sulfate car une grande fraction de celui-ci subit le dépôt. De surcroît, le  $\text{SO}_2$  anthropique est émis près du sol dans la couche limite et est donc sujet au dépôt sec et humide. Son temps de séjours (P) est de 0,8 à 2,9 jours. À l'inverse, le  $\text{SO}_2$  volcanique est injecté à des altitudes beaucoup plus élevées. Il est moins vulnérable au dépôt et par conséquent possède un temps de séjour plus long, soit d'environ six jours. Quant au DMS, il est moins vulnérable au dépôt sec et une grande proportion de celui-ci peut donc être transformée en  $\text{SO}_2$  loin de la surface, ce qui limite éventuellement, le dépôt du  $\text{SO}_2$ . Enfin, la production dépend du taux de transformation chimique du  $\text{SO}_2$  à partir de la phase gazeuse et aqueuse.

Quant au contenu de sulfate, il représente la quantité d'aérosols dans l'atmosphère et est estimé en considérant l'interaction entre la production du sulfate, le transport et les mécanismes de dépôt sec et humide. Le tableau suivant indique la production annuelle du sulfate de type secondaire selon l'origine des précurseurs gazeux, et ce d'un point de vue global et hémisphérique.

**Tableau 1. 1**  
Estimation des sources d'aérosols secondaires (en Tg/année) (tiré de IPCC, 2001).

	Hémisphère Nord	Hémisphère Sud	Globale	Minimum	Maximum
Sulfate ( $\text{NH}_4\text{HSO}_4$ )	145	55	200	107	374
Anthropique	106	15	122	69	214
Biogénique	25	32	57	28	118
Volcanique	14	7	21	9	48

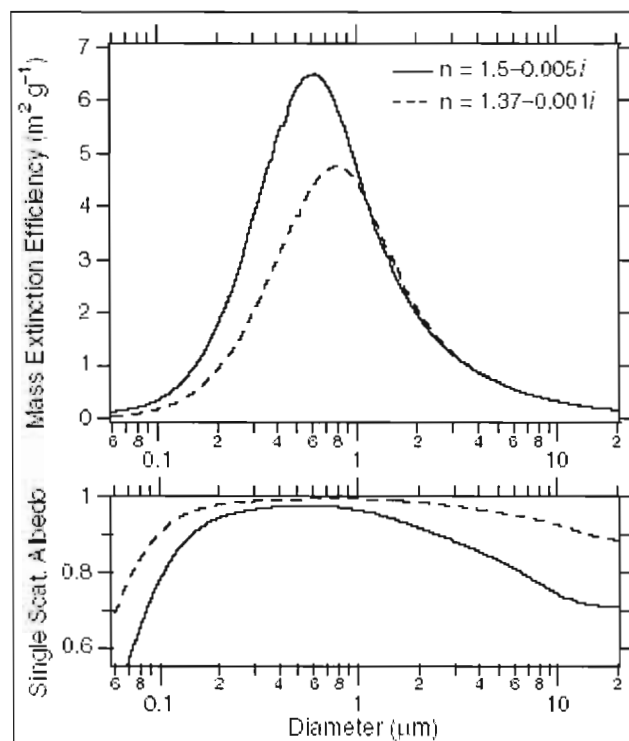
On remarque que la contribution de l'hémisphère Nord à la production du sulfate à l'échelle globale est considérable. Dans cet hémisphère, la majorité de la masse d'aérosols pénètre dans l'atmosphère entre les latitudes 30 et 60 °N où 88 % des sources d'origine anthropique y sont concentrées. En effet, le sulfate d'origine anthropique est la principale source dans l'hémisphère Nord et est formé à partir du  $\text{SO}_2$ . Ce dernier résulte principalement de la combustion fossile. Puisque la distribution des activités anthropiques est relativement bien connue, les estimations de la distribution des sources de  $\text{SO}_2$ , de même que de sa



production le sont de 20 à 30 % près. Cependant, la quantification des émissions globales du DMS comporte au minimum 50 % d'erreur en raison du paramétrage et de l'interpolation effectué sur les données d'observations.

### 1.3 Propriétés des aérosols sulfatés et forçage radiatif

La composition des particules de même que leur distribution de taille s'avère cruciales pour déterminer les effets radiatifs de ceux-ci (direct et indirect). De part leur nature particulière, les aérosols interagissent de façon directe avec la radiation incidente en réfléchissant une fraction de celle-ci vers l'espace ce qui contribue à augmenter l'albédo planétaire. Cet effet direct produit à l'échelle globale un forçage moyen de l'ordre de  $-0.3$  à  $-0.9 \text{ W/m}^2$  pour les aérosols de sulfates d'origines anthropiques (Charlson *et al.*, 1992 ; Kiehl et Briegleb, 1993 ; Feichter *et al.*, 1997, *In* : Lohmann, U., et J. Feichter, 1997). La première illustration de la figure 1.1 nous indique que les aérosols de taille situés dans l'intervalle  $[0,1 \text{ } \mu\text{m} - 2 \text{ } \mu\text{m}]$ , réfléchissent davantage de radiation solaire par unité de masse. Ainsi, les aérosols du mode d'accumulation de taille variant entre  $0,1 \text{ } \mu\text{m}$  à  $1 \text{ } \mu\text{m}$ , peuvent s'hydrater jusqu'à des tailles comprises entre  $0,1 \text{ } \mu\text{m}$  et  $2 \text{ } \mu\text{m}$  et devenir le mode d'aérosol le plus important dans la réflexion de la radiation solaire (Schwartz, 1996). De plus, ces aérosols sont parmi ceux possédant le temps de séjours le plus élevé. En effet, les aérosols du mode de nucléation coagulent rapidement pour former les aérosols du mode d'accumulation. Quant aux aérosols du mode géant, ils sont rapidement pris en charge par la précipitation et la gravité. De plus, les deux illustrations montrent que ces derniers réfléchissent moins de lumière par unité de masse que les aérosols du mode d'accumulation.



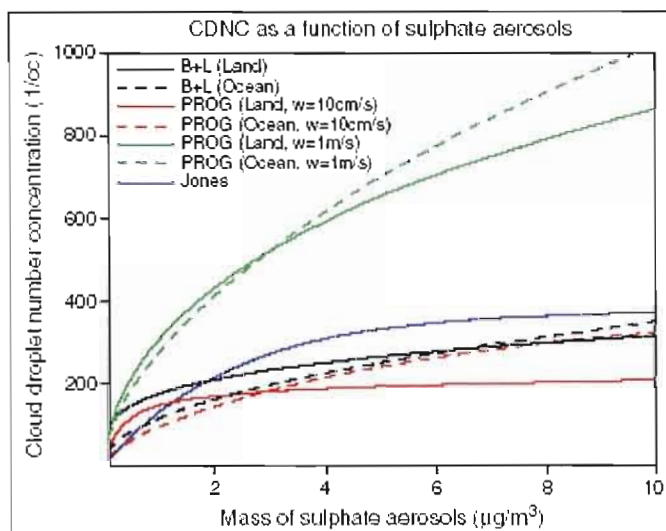
**Figure 1. 1:** L'efficacité d'extinction de masse («mass extinction efficiency») et l'albédo de réflexion simple («single scat. albedo») des aérosols en fonction du diamètre (tirée de IPCC, 2001, p. 294).

### 1.3.1 Noyaux de condensation

Le sulfate est une substance hydrophile, c'est à dire qu'elle a une grande affinité avec l'eau et qu'elle se dissout en solution aqueuse. Le sulfate d'ammonium possède une grande solubilité et se dissout dans l'eau lorsque l'humidité relative atteint 80 %. De plus, sous forme d'acide sulfurique, le sulfate est hygroscopique, *i.e* qu'il absorbe l'humidité peu importe la valeur de l'humidité relative. De part ces propriétés, le sulfate possède une affinité avec l'eau et favorise la nucléation de la phase liquide. Il s'agit d'un excellent noyau de condensation (NC) aux sursaturations typiques rencontrées dans l'atmosphère ( $S = 0,1$  à  $0,5$  %). Par conséquent, il permet la nucléation des gouttelettes de nuages et constitue un excellent noyau de condensation de nuage (NCN). Les aérosols du mode d'accumulation forment notamment une grande proportion des NCN impliqués dans les effets indirects.

L'effet indirect de premier type (Twomey, 1977) repose sur la propriété des aérosols à agir à titre de NCN. Lorsque le nombre de NCN augmente, pour un même contenu en eau

liquide, la concentration en nombre de gouttelettes de petits diamètres augmente et par conséquent la taille moyenne des gouttelettes dans le nuage diminue. Cela induit une augmentation de la surface totale des gouttelettes dans le nuage et par conséquent une augmentation de la réflectivité de celui-ci. La supposition du contenu en eau liquide constant provient d'évidences expérimentales tirées de quatre campagnes d'études réalisées au-dessus du Canada et des États-Unis (Leaitch *et al.*, 1992). Le sulfate constitue l'espèce chimique la plus importante dans l'effet indirect de premier type. Le forçage radiatif associé aux sulfates est estimé entre -0,3 et -1,8 W/m<sup>2</sup> selon plusieurs chercheur(e)s (IPCC, 2001, p. 375). La figure 1.2 illustre la concentration en nombre de gouttelettes de nuage en fonction de la concentration massique de sulfate. On remarque que l'ensemble des expériences appuie la théorie de Twomey.



**Figure 1. 2 :** Concentration en nombre des gouttelettes de nuage en fonction de la concentration de sulfates ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ), et ce pour trois différentes analyses : analyse empirique de Jones et al. (1994b), Boucher et Lohmann (1995) et l'analyse mécanistique de Chuang et Penner (1995) (tirée de IPCC, 2001, p.310).

En second lieu, l'effet indirect de deuxième type proposé par Albrecht (1989) se base sur les constats de l'effet Twomey. En effet, des gouttelettes de plus petites tailles, résultant d'une augmentation de leur concentration en nombre, affectent le processus de collision-coalescence nécessaire au déclenchement de la précipitation dans les nuages à phase liquide (diminution de l'efficacité de précipitation). La diminution de la précipitation contribue à la persistance du contenu en eau liquide dans le nuage et à une augmentation de sa durée de vie.

Par conséquent, la quantité de nuage est augmentée et il en résulte un accroissement de la réflexion solaire. Ce forçage radiatif est estimé à  $[-0,53 \text{ à } -2,29 \text{ W/m}^2]$  et  $[-0,4 \text{ à } -1,0 \text{ W/m}^2]$  respectivement selon Jones *et al.* (1999) et Rotstayn (1999).

Enfin, la façon dont sont mélangées les espèces chimiques constituant les aérosols a également un impact sur les propriétés radiatives de ceux-ci. On parle de mélange interne lorsque plusieurs espèces chimiques constituent à elles seules une particule d'aérosol. À l'inverse, on identifie le mélange externe lorsqu'on a plusieurs espèces chimiques et qu'à chaque espèce correspond une particule. Toutefois, l'impact du type de mélange sur les propriétés radiatives de ces aérosols et leurs interactions avec les nuages demeure plutôt incompris.

#### 1.3.1.2 Gel hétérogène et homogène

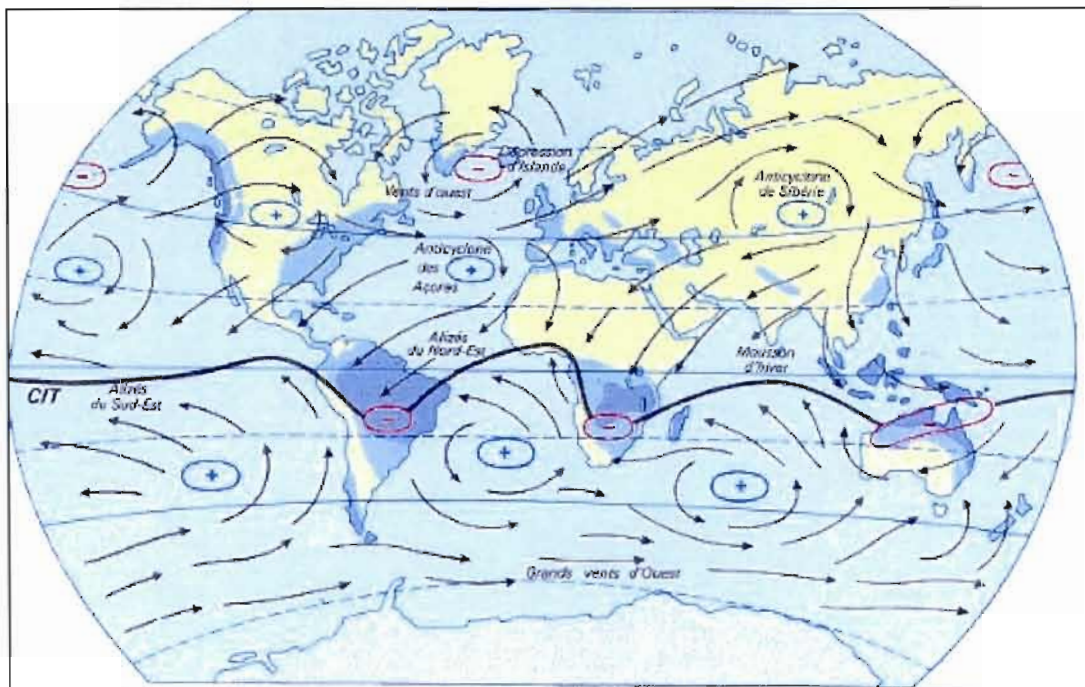
De part leur propriété hygroscopique, les aérosols d'acides sulfuriques constituent de très mauvais noyaux de glaciation (Pruppacher et Klett, 1978). Ils ne favorisent pas la formation de cristaux de glace dans les nuages. De plus, nous verrons un peu plus loin comment l'acide sulfurique pourrait affecter le processus du gel hétérogène dans la région arctique en présentant des hypothèses émises par des chercheurs.

Non seulement l'acide sulfurique ne favorise pas la nucléation hétérogène de la glace dans les nuages (mauvais NG), mais il affecte la nucléation homogène. En effet, la nucléation de la glace sans avoir recourt à un NG survient entre  $-35$  et  $-40$  °C pour une gouttelette d'eau pure. Le gel des aérosols constitués d'un mélange binaire d'acide sulfurique et d'eau est fonction de la concentration d'acide sulfurique présent dans la particule (Bertram, 1996). Ce dernier a démontré que plus la particule contient une grande fraction d'acide sulfurique, plus sa température de gel homogène est petite. En effet, lorsque la particule d'aérosol contient 30 % d'acide sulfurique, la température de gel homogène est abaissée à près de 202 K. Toutefois au fur et à mesure que l'aérosol grossit par diffusion de la vapeur d'eau, la dilution de l'acide sulfurique devient importante et la température de gel homogène se rapproche de celle d'une gouttelette d'eau pure. Ces constats suggèrent que les aérosols

d'acide sulfurique ont le potentiel d'influencer la nucléation de la phase glace dans les nuages de la région arctique.

#### 1.4 Circulation atmosphérique et transport des aérosols

La circulation atmosphérique joue un rôle très important dans le transport des polluants des latitudes moyennes vers la région de l'Arctique tel que relaté par Iversen (1989a, 1989b, 1996) et Barrie (1992). Durant l'hiver, la circulation atmosphérique de l'Hémisphère Nord est plus intense en raison du renforcement du gradient latitudinal de la pression. Ce renforcement du gradient est relié à l'intensification de la zone barocline durant l'hiver causé par un réchauffement différentiel plus prononcé entre le Tropique du Cancer et le Pôle Nord. Ainsi, le système de haute pression des Açores, qui dominait presque tout l'Atlantique Nord durant l'été, migre vers l'équateur et son intensité diminue. Aux hautes latitudes, le système de basse pression centré au-dessus de la mer de Béring de même que celui de l'Islande se renforcent. La configuration des systèmes de basses pressions et de la haute pression induit une circulation pompant l'air des latitudes moyennes jusqu'en Arctique. La figure 1.3 illustre la circulation atmosphérique moyenne et la position des systèmes de haute et de basse pression durant l'hiver.

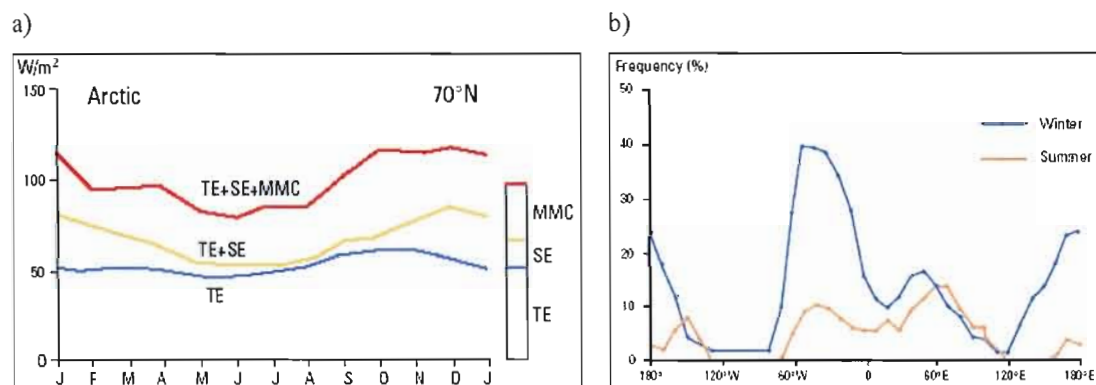


**Figure 1. 3:** Circulation moyenne à la surface du globe et position des systèmes de hautes (+) et de basses (-) pressions durant l'hiver (référence<sup>2</sup>).

La circulation est constituée de trois régimes et chacun d'eux contribue au transport de la masse atmosphérique. Le premier régime est celui de la circulation méridionale moyenne et représente le transport de l'air par l'écoulement nord-sud. Puis, la circulation de l'air s'effectue également à partir des tourbillons stationnaires. Ces derniers constituent des systèmes de hautes et de basses pressions ayant une position relativement fixe (Anticyclone Sibérien, dépressions de l'Islande et celle de la mer de Béring durant l'hiver). Enfin, le transport de l'air peut se faire par l'entremise des systèmes météorologiques se déplaçant. La zone de fort gradient de température à laquelle est associée le courant-jet coïncide approximativement avec la trajectoire des dépressions. Il est à noter que, durant l'hiver, les aérosols sulfatés d'origines anthropiques sont émis à un taux plus élevé étant donné le besoin accru de brûler le combustible. Cela permet l'injection d'une quantité plus importante de polluants en Arctique durant la saison hivernale.

<sup>2</sup>Référence électronique : <http://www.educnet.education.fr/obter/applied/circula/theme/atmos32.htm> (consulté le 5 août 2005).

La chaleur est une quantité physique transportée dans la masse atmosphérique. Il est important de mentionner que le transport de la masse atmosphérique et de tout ce qu'elle contient, notamment les aérosols, s'effectue principalement à partir des tourbillons transitoires (les systèmes météorologiques se déplaçant) et des tourbillons stationnaires. Il existe d'ailleurs une forte corrélation entre le transport des aérosols, de la chaleur et de la vapeur d'eau. La figure 1.4 permet de représenter la contribution des trois régimes de la circulation au transport de la masse atmosphérique vers l'Arctique de même que la fréquence du flux d'air entrant dans la masse d'air arctique selon la longitude.

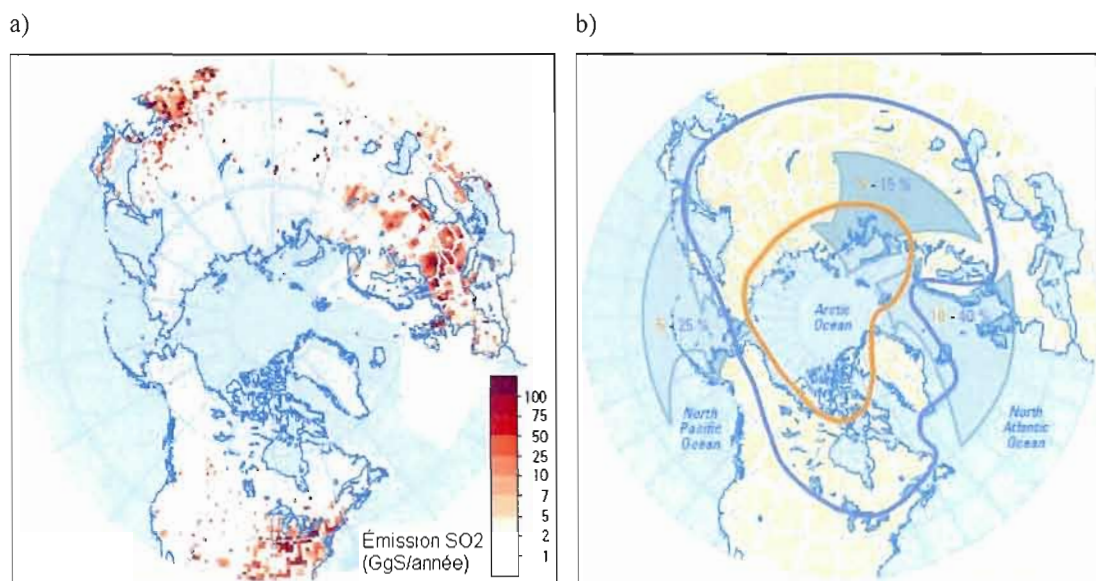


**Figure 1. 4:** a) Transport de la chaleur par les trois régimes de la circulation atmosphérique, et b) fréquence du flux d'air entrant dans la masse d'air arctique en fonction de la longitude (tirée de AMAP, 1998, p. 28-30).

On remarque que les tourbillons stationnaires et les tourbillons transitoires contribuent à près de 75% du transport de la masse atmosphérique durant le mois de janvier. La circulation méridionale moyenne contribue quant à elle à environ 25% des échanges. Un flux d'air important vers l'Arctique est identifié entre 0 et 50 degrés de longitude Ouest et entre 0 et 90 degrés de longitude Est durant l'hiver. Cependant, en fonction de la position des sources anthropiques le sulfure pénètre en Arctique principalement dans la «fenêtre» 0 à 70 degrés de longitudes Ouest, soit au niveau de l'Europe et de l'Atlantique Nord, de même qu'au niveau de l'ouest de la Russie. Au-dessus de ces régions, la fréquence du flux d'air vers l'Arctique est de 40 % et de 15 % respectivement durant l'hiver (fig. 1.5). La présence de l'anticyclone Sibérien, de même que de la dépression de l'Islande induit une circulation de l'air de l'Europe jusqu'en Arctique. Ainsi, cette région nordique est principalement affectée par des



polluants de provenances européennes. De plus, les aérosols émis dans ces régions sont transportés plus rapidement en Arctique et sont donc moins vulnérables au dépôt sec et humide.



**Figure 1. 5:** a) Distribution spatiale des sources d'émission du SO<sub>2</sub> anthropique (GgS/année), et b) Position moyenne du front arctique durant le mois de janvier (bleu) et juillet (orange), de même que la fréquence du flux d'air entrant dans la masse d'air arctique (flèches en vert) (tirée de AMAP, 1998, p. 29-30).

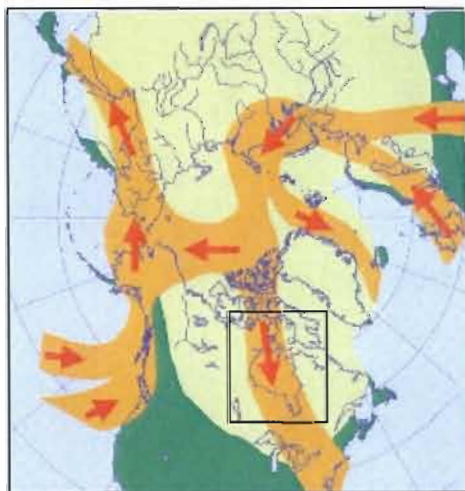
Une deuxième porte d'entrée se situe au nord-est de l'Asie et est associé à la circulation du système de basse pression centré au-dessus de la mer de Béring. L'air est canalisé vers la mer de Béring, l'Alaska, le Yukon pour enfin se propager en Arctique. La fréquence de l'écoulement de l'air vers l'Arctique est d'environ 25% durant l'hiver. Le soulèvement orographique induit par les montagnes de la Côte Ouest de l'Amérique du Nord constitue un mécanisme amenant la condensation et la formation de précipitations. Ces précipitations constituent un puit important pour les polluants via le mécanisme de dépôt humide. Ce mécanisme permet de réduire la charge d'aérosols atteignant l'Arctique à partir de l'ouest du Canada.

La circulation présente une variabilité saisonnière et par conséquent une variabilité dans les concentrations de sulfates est observée dans la région arctique (*voir fig. 1 : ANNEXE B*).



C'est notamment entre novembre et avril que les concentrations de sulfates sont à leur plus haut niveau avec un maximum en mars et avril.

Dans la région de la baie d'Hudson, les vents de la basse troposphère sont généralement du secteur nord à nord-ouest. La figure 1.6 illustre les flux entrants et sortants de la masse d'air arctique. On remarque qu'il y a un flux d'air sortant, illustré par une flèche orangée, au-dessus de la baie d'Hudson. Quant à la zone en jaune, elle indique l'extension moyenne de la masse d'air arctique durant le mois de janvier. Ainsi, les aérosols présents au-dessus de la baie d'Hudson proviennent en grande partie de la masse d'air arctique et sont relativement âgés étant donnée la distance de transport importante depuis la zone eurasiennne.



**Figure 1. 6 :** Extension moyenne de la masse d'air arctique en janvier (jaune) selon Barrie et Hoff (1984). Zones principales de la circulation moyenne de l'air entrant et sortant de la masse d'air arctique (orange). La direction de l'écoulement est indiquée par les flèches (Raatz, 1991).

Malgré une climatologie des vents indiquant un écoulement de l'air provenant de l'Arctique durant l'hiver, il arrive que la pollution émise par les régions industrialisées du nord-est de l'Amérique du Nord atteint la baie d'Hudson. Cette situation prévaut lorsque le front arctique descend suffisamment au sud des régions industrialisées pour que des polluants soient émis directement dans la masse d'air arctique. Lorsque les vents sont du secteur sud (remonté du front arctique vers la baie d'Hudson), la masse d'air contaminé atteint ainsi le secteur de la baie d'Hudson. Il arrive fréquemment qu'une dépression située au sud-ouest de la baie d'Hudson apporte un influx d'air du sud chargé de polluants anthropiques. Rappelons

qu'à la zone de fort gradient horizontal de température associée au front arctique correspond la trajectoire moyenne des dépressions.

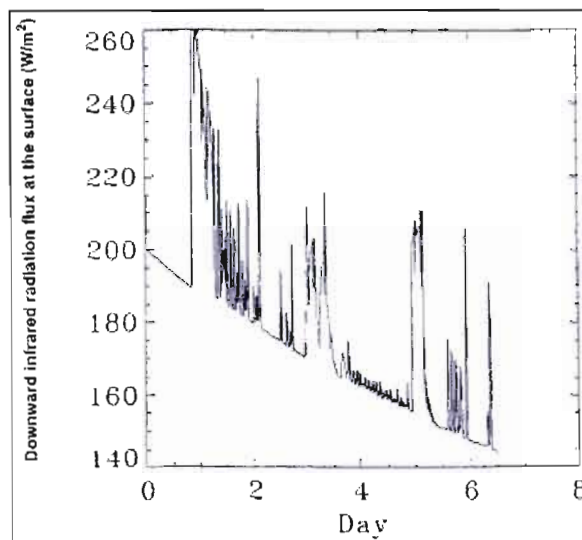
### 1.5 Climat de la région arctique et contexte régional de la baie d'Hudson

Durant la période hivernale, la région de l'arctique est caractérisée par une faible insolation. La température moyenne de l'air au-dessus de l'arctique centrale se situe entre - 30 et - 35 °C durant la période hivernale. Le bilan radiatif à la surface est principalement régit par les flux de grandes longueurs d'ondes. Il est négatif à la surface et se traduit par un refroidissement radiatif. La formation d'inversions de température dans l'Arctique est proposée par Wexler (1936) et provient de l'équilibre radiatif entre la surface de la neige et l'atmosphère au-dessus. En effet, la neige se comporte pratiquement comme un corps noir : elle émet du rayonnement infrarouge. Une grande fraction du rayonnement émis par la neige s'échappe dans la «fenêtre» de la vapeur d'eau vers les couches supérieures. Ainsi, la neige se refroidit et l'atmosphère au-dessus commence à se refroidir en émettant du rayonnement infrarouge vers la surface plus froide. Dans une telle situation, une inversion de température débutant à la surface est favorisée, et par conséquent une grande stabilité est développée dans la couche-limite arctique (Serreze *et al.*, 1992, *In* : Girard et Blanchet, 2001). L'inversion est relativement étendue à la verticale avec une épaisseur moyenne de 850 m et une différence de température d'environ 11°C vers la fin de l'hiver (Kahl, 1990, *In* : Curry *et al.*, 1996). L'advection d'air chaud, la subsidence, la présence de nuages, la fonte de la surface et la topographie sont d'autres facteurs contrôlant l'évolution des inversions de température en surface (Vowinkel et Orvig, 1970 ; Maykut et Church, 1973 ; Busch *et al.*, 1982 ; Curry 1983 ; Kahl, 1990, *In* : Curry *et al.*, 1996). Le transport de la chaleur depuis les latitudes moyennes permet le maintien d'un certain équilibre dans le bilan radiatif et évite que cette région se refroidisse continuellement durant l'hiver. La présence d'inversions d'humidité est également caractéristique de cette région.

Les nuages représentent un facteur pouvant affecter le bilan radiatif de la surface en modulant les flux de grandes longueurs d'onde. En Arctique, durant l'hiver, les nuages sont exclusivement de nature stratiformes étant donné la présence d'inversions de température limitant les échanges verticaux. Ces nuages sont généralement de bas niveaux étant donnée le

refroidissement radiatif important sévissant près de la surface. Parmi ces nuages, on distingue le stratus, la précipitation en ciel clair (PCC) et le brouillard de glace. Le mécanisme principal provoquant leur formation est le refroidissement radiatif à pression constante que subi l'air chaud transporté depuis les latitudes moyennes (Curry *et al.*, 1990). Ainsi, la formation des nuages est principalement régie par le refroidissement radiatif et par les processus microphysiques, plutôt que par la dynamique qui caractérise les latitudes moyennes (Curry, 1983). Dans ce contexte, les nuages de la région arctique sont très sensibles à la présence de noyaux de condensation et de noyaux de glaciation, contrairement aux nuages convectifs. D'autres mécanismes sont également responsables de leur formation ; soit le soulèvement orographique de l'air humide, la condensation au-dessus des eaux libres (fractures dans la glace), ainsi que l'humidité libérée par les foyers urbains. Cependant, ces derniers mécanismes favorisent la formation de ces nuages sur une échelle locale.

Les trois types de nuages mentionnés précédemment contribuent de façon significative au flux infrarouge vers le bas (Curry, 1983 ; Curry *et al.*, 1996 ; Girard et Blanchet, 2001). Ils contrôlent le bilan radiatif et de l'humidité de la basse troposphère (Curry *et al.*, 1996 ; Beesley et Moritz, 1999) et peuvent même influencer l'épaisseur de la glace de mer et du couvert de neige (Curry *et al.*, 1990). La contribution de la PCC peut atteindre jusqu'à 60 W/m<sup>2</sup> au flux infrarouge vers le bas à la surface (Girard et Blanchet, 2001) tel que représenté par les pics dans la figure 1.7.

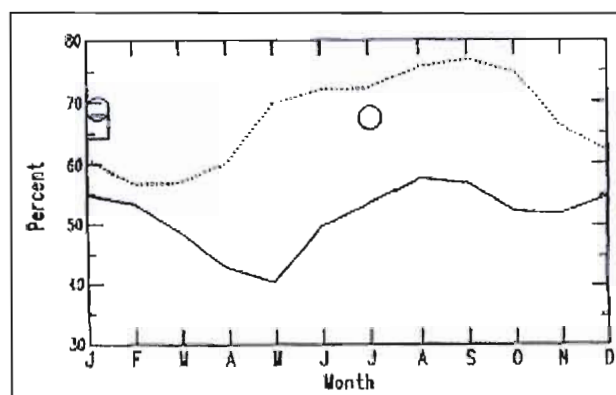


**Figure 1. 7:** Contribution de la PCC au flux radiatif infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ) (Girard et Blanchet, 2001).

Or, une modification de la fréquence ou des propriétés microphysiques de ces nuages par les aérosols de sulfate anthropique peut influencer grandement le climat de la région concernée par ces phénomènes. Dans des conditions de température très froide, caractéristique de l'Arctique, la vapeur d'eau est en quantité réduite dans la masse d'air et par conséquent l'opacité de la bande de rotation de la vapeur d'eau diminue. Puisque le maximum d'intensité du corps noir se déplace vers des fréquences plus faibles à basse température, la surface émet davantage de rayonnement de plus grande longueur d'onde correspondant aux bandes de rotation de la vapeur d'eau. Par conséquent, une modification de la concentration de vapeur d'eau a un impact considérable sur le bilan radiatif de grande longueur d'onde dans la région arctique. Dans ce contexte, la vapeur d'eau devient un gaz à effet de serre d'autant plus efficace. Or, dans des conditions de surface où la température est très froide et l'humidité relative élevée, une légère perturbation de la quantité d'eau précipitable peut influencer grandement le bilan radiatif de la surface (Blanchet et Girard, 1995 ; Curry *et al*, 1995). Sachant que la PCC peut déshydrater la basse troposphère, une altération de ces propriétés par les aérosols peut amener une modification du bilan radiatif près de la surface.

La fréquence de la PCC et du brouillard de glace varie entre 20 à 50% selon différents endroits de l'Arctique dont Resolute, Mould Bay, Alert, Eureka et Isachsen (Maxwell, 1982).

La faible luminosité dans cette région rend difficile l'observation des nuages. De plus, puisque l'albédo de la surface de la neige est très élevé et similaire à ces nuages, la distinction de ces nuages par rapport à la surface est très difficile (Raschke, 1987). Enfin, les nuages de bas niveaux sont environs à la même température que celle de la surface. Or distinguer les nuages de la surface dans l'infrarouge s'avère une tâche ardue (Curry *et al*, 1990). Tous ces facteurs font en sorte que les nuages de bas niveaux sont probablement sous-estimés et que leur fréquence serait en réalité, plus élevée (Curry *et al*, 1990). Cette sous-estimation du couvert nuageux de l'ordre de 5 à 35%, a été mis en évidence par la comparaison d'une climatologie des nuages arctiques par les satellites globaux (ISCCP) avec une climatologie basée sur les observations de surfaces (Schweiger et Key, 1992). Durant le mois de janvier, cette sous estimation serait de l'ordre de 5% environ (fig. 1.8) alors qu'elle serait maximale l'été dû à la présence de stratus répartis sur plusieurs niveaux distincts et à la faible épaisseur optique de certains nuages cristallins. En raison de ces difficultés, le rôle et les effets des nuages sur le climat de l'Arctique sont difficiles à évaluer (Girard et Blanchet, 2001).



**Figure 1. 8 :** Cycle annuel moyen de la couverture totale de nuage en pourcentage au-dessus de la région arctique (60 à 90 °N). La ligne continue est la climatologie issue de ISCCP et la ligne en pointillée est tirée à partir des observations de surface (Hahn *et al*, 1995).

Le couvert de glace au-dessus de la baie d'Hudson est quasi-complet de novembre à juin. Il existe des fissures dans la glace et ceux-ci permettent la formation de nuages en surface. La glace de mer constitue un excellent isolant et coupe les flux de chaleur et d'humidité en provenance de la baie. Cela permet à la masse d'air arctique d'envahir ce secteur et explique la grande similarité du climat de la baie d'Hudson avec celui de l'Arctique. Nous avons vu

dans la section 1.4 que le front arctique est situé au sud de la baie d'Hudson durant l'hiver. Le couvert nuageux total moyen durant la période 1971-1996, basé sur des observations aux stations continentales en périphérie de la baie d'Hudson, varie spatialement de 43 à 63 %. Quant aux nuages de bas niveaux, la quantité moyenne est de 15 à 38 % (tiré de l'analyse de Hahn et Warren, 1995).

#### 1.5.1 La brume arctique «artic haze»

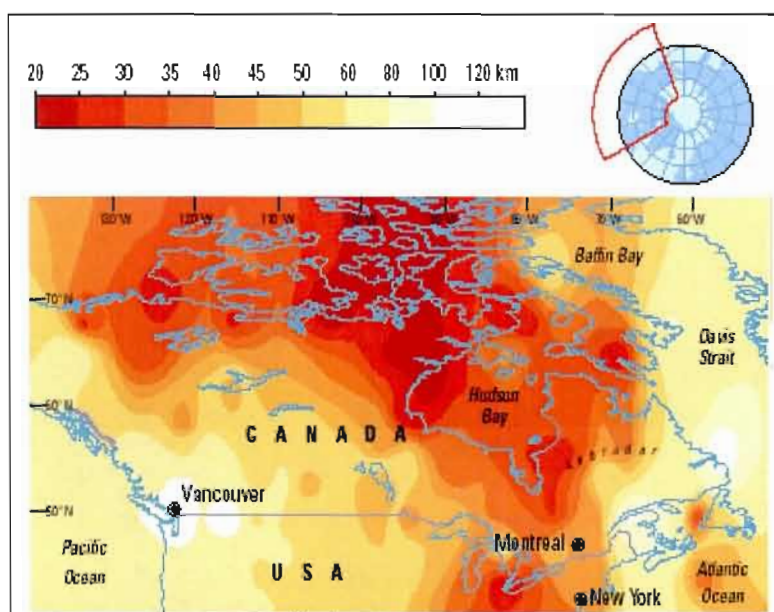
Les polluants de l'Arctique se retrouvent essentiellement dans les 5 premiers kilomètres de la troposphère et se présentent sous forme d'aérosols et de gaz. D'un point de vue chimique, outre les composés organiques, le sulfate est l'espèce la plus abondante dans les aérosols et les concentrations sont d'environ  $2 \mu\text{g}/\text{m}^3$  durant l'hiver (Barrie, 1986). Près de 40 à 80 % des aérosols sont constitués de sulfate et l'espèce dominant est l'acide sulfurique (Penner, 1995). En 1980, des aérosols enrobés d'une pellicule d'acide sulfurique ont été observés dans la région arctique (Bigg, 1980). Les aérosols polaires ont une distribution de taille typique variant entre 0,1 et 1,0 micromètre de diamètre, soit celle correspondant au mode d'accumulation et reflète une population d'aérosols âgée. La distribution de taille des aérosols est remarquablement constante (Bigg, 1980). La stabilité de la masse d'air arctique, le faible taux de précipitation, la diminution de la vitesse des réactions chimiques durant l'hiver fait en sorte que les aérosols ont un long temps de séjours et que ceux-ci sont transportés sur de grandes distances.

La brume arctique («arctic haze») est un événement caractérisé par des aérosols âgés ayant un diamètre moyen d'environ  $0,2 \mu\text{m}$  et par une visibilité réduite. La rareté des nuages précipitants combinée à la grande stabilité de la masse d'air limitant les échanges verticaux, favorise la formation d'une couche à visibilité réduite. Elle a été observée pour la première fois dans les années 1950 et ce n'est que vers les années 1970 qu'on a commencé à l'étudier de près. Quelques années plus tard, des chercheurs (Rahn et Shaw, 1982 ; Barrie, 1986) ont démontré que ce phénomène de brume arctique était lié au transport à grande échelle des polluants composés principalement d'acide sulfurique. Lors de ces phénomènes affectant la visibilité, les concentrations de sulfate anthropique peuvent atteindre jusqu'à 10 fois les concentrations normales (Bridgman *et al.*, 1989). Ainsi, une grande proportion de ces



aérosols contient de l'acide sulfurique. Durant l'hiver, les sources de provenances européennes sont les principales responsables de ce phénomène. Les concentrations maximales sont situées au sommet de la couche de polluants aux environs de 3 Km.

La baie d'Hudson est également affectée par le phénomène de la brume arctique. La figure 1.9 présente les valeurs de la visibilité au-dessus du nord Canada et sont surtout attribuables à la présence d'aérosols acides. Cette dernière a été calculée lorsque l'humidité relative était inférieure à 80% dans le but d'exclure les mauvaises valeurs de visibilité associées aux brouillards, aux précipitations et aux aérosols hydratés. Des conditions de mauvaise visibilité, de l'ordre de 20 à 30 Km, s'étendent jusqu'au sud de la baie d'Hudson et sont très bien corrélées avec la présence de la masse d'air arctique tel qu'illustré par l'étendue de la masse d'air arctique (fig. 1.6) et la position du front arctique (fig. 1.5 b).



**Figure 1. 9 :** Observation de la visibilité durant l'hiver pour la période de 1951 à 1993, lorsque l'humidité relative est inférieure à 80% (tirée de Hoff, 1994, In : AMAP, 1998, p. 635).

Borys (1989) a étudié le phénomène de brume arctique et a montré que les aérosols constituant cette brume étaient caractérisés par une plus faible concentration de noyaux de glaciation, par une fraction de noyaux de glaciation sur les aérosols totaux plus faible, et par un taux de nucléation de la glace plus faible que les aérosols troposphériques des régions non

polluées. Il a de plus montré que la concentration des noyaux de glaciation (NG) pouvait être réduite d'un facteur 10 jusqu'à un facteur 10 000 lors de ces épisodes de pollutions. Il a donc émis l'hypothèse selon laquelle l'acide sulfurique désactive les NG. De plus, des chercheurs ont suggéré que cette désactivation par les aérosols enrichis d'acide sulfurique, pouvait résulter de la coagulation de ces derniers avec les NG (Curry *et al.*, 1996). Des observations aux latitudes moyennes, indiquent également une diminution de la concentration en NG lors d'une augmentation de la quantité de polluants (Bigg, 1990). Ce constat suggère que les NG présent au-dessus de la baie d'Hudson sont également sujet à la désactivation.

### 1.6 Hypothèse de travail

Nous avons vu que la région de la baie d'Hudson est affectée par la brume arctique durant la période hivernale. Cette dernière est liée étroitement à la présence de la masse d'air arctique et la concentration de NG diminue d'un à quatre ordres de grandeur lors de ces événements. Borys (1989) a émis l'hypothèse selon laquelle les aérosols acides permettent la désactivation des noyaux glaçogènes et qu'elle serait dû à la coagulation de ces aérosols avec les NG (Curry *et al.*, 1996). Bertram (1996) a de plus montré expérimentalement que l'acide sulfurique en solution permet d'abaisser la température de gel homogène de la gouttelette. Cette hypothèse, de même que la constatation de Bertram, indique que les aérosols acides ont le potentiel de modifier la nucléation hétérogène de la phase glace dans les nuages arctiques.

Blanchet et Girard ont considéré la désactivation des NG par les aérosols enrichis d'acide sulfurique pour expliquer le refroidissement observé dans la basse troposphère arctique. Nous présentons dans la section suivante, l'hypothèse que propose Blanchet et Girard (1995) pour expliquer ce refroidissement, à partir des résultats qu'ils ont obtenus.

#### 1.6.1 La rétroaction déshydratation - effet de serre

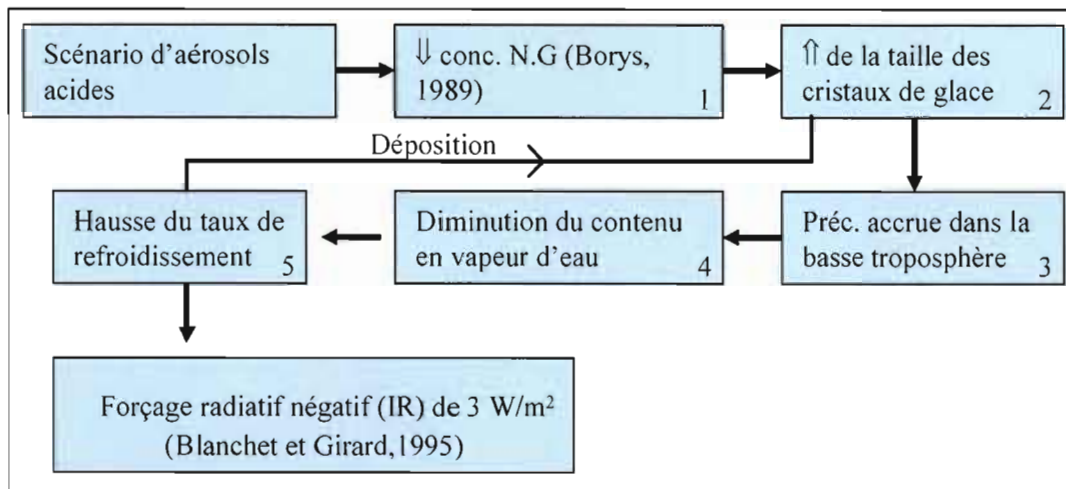
La figure 1.10 schématise le processus de la rétroaction déshydratation effet de serre. Lors d'un scénario d'aérosols acides caractéristique des épisodes de brume arctique, la concentration de noyaux de glaciation diminue comparativement à un scénario naturel (étape 1). Cela est attribuable à la désactivation des noyaux de glaciation par les aérosols enrichis



d'acide sulfurique (Borys, 1989). Pour un même contenu en eau liquide, la réduction du nombre de NG implique une augmentation de la quantité de vapeur d'eau disponible à la croissance de chacun des NG. Même si il y a plus de NCN, la sursaturation nécessaire à leur activation est beaucoup plus grande que la sursaturation par rapport à la glace (de 10 à 30 % supérieur). Or la nucléation des NG, en plus petits nombres, est favorisé. Ainsi, les cristaux croient plus rapidement et deviennent plus gros (étape 2).

L'augmentation de leur taille induit une hausse de l'efficacité de précipitation et de leur vitesse terminale de chute (étape 3). L'augmentation du taux de précipitation augmente le flux d'eau vers la surface. Cette augmentation du flux d'eau à la surface déshydrate la basse troposphère en réduisant la quantité de vapeur d'eau (étape 4). Comme nous avons vu, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre efficace. Une diminution de la quantité de vapeur d'eau se traduit par une plus grande transmittance du flux infrarouge de la surface vers les couches supérieures. À l'inverse, une plus faible quantité de vapeur d'eau près de la surface diminue la quantité de rayonnement infrarouge émise par la basse troposphère vers la surface. Par conséquent, l'effet de serre diminue. Puisque le bilan radiatif de la basse troposphère arctique est essentiellement régi par les flux de grandes longueurs d'onde, il en résulte une perte nette de rayonnement infrarouge. Le taux de refroidissement radiatif augmente et la température près de la surface diminue (étape 5).

Par rétroaction, le refroidissement augmente la sursaturation par rapport à la glace et la déposition subséquente de la vapeur d'eau sur les NG et les cristaux de glace. Les étapes 2 à 5 sont répétées une fois de plus et l'effet initial est amplifié, constituant ainsi une rétroaction positive.



**Figure 1. 10 :** Étapes du processus de la rétroaction déshydratation – effet de serre.

Blanchet et Girard (1995) ont montré que le scénario d'aérosols acide pouvait se traduire par une diminution de 5 °C de la température à la surface après 5 jours de simulation résultant d'une augmentation de l'efficacité de précipitation. Par conséquent, la température diminue à la surface et l'inversion de température s'amplifie. L'effet indirect de la RDES constitue un forçage radiatif négatif et est estimé à 9 W/m<sup>2</sup> (Girard *et al.*, 2005). Cette contribution serait suffisante pour compenser localement le réchauffement climatique attribuable aux gaz à effet de serre.

Cette hypothèse a été émise pour l'Arctique possédant des caractéristiques radiatives et dynamiques différentes de celles de la baie d'Hudson. Au niveau de la baie d'Hudson, le rayonnement solaire est un peu plus important qu'en Arctique. De plus, la circulation, est plus active étant donné le fort gradient de température associé au front arctique délimitant les masses d'air arctique et polaire. Cependant, tout comme la région arctique, la baie d'Hudson est caractérisée par une masse d'air arctique et la présence d'acide sulfurique. Il est donc important d'étudier la baie d'Hudson pour évaluer l'impact d'un épisode de brume arctique sur le climat de cette région et l'application probable de l'effet de la RDES.

## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

Pour étudier l'hypothèse de la rétroaction déshydratation – effet de serre dans le secteur de la baie d'Hudson, nous avons réalisé une étude de sensibilité à l'aide du modèle NARCM 3D. Par définition, une étude de sensibilité consiste à étudier la réponse du modèle climatique au changement d'un paramètre individuel, d'une constante du modèle ou d'un paramétrage, et d'en évaluer l'influence sur la solution à l'équilibre du modèle (Peixoto et Oort, 1992). Dans cette étude, nous avons modifié le paramétrage du gel hétérogène de la glace du nuage pour étudier la désactivation des noyaux de glaciation par les aérosols enrichis d'acide sulfurique retrouvés dans les événements de brumes arctiques. Nous pourrions ainsi vérifier si l'hypothèse de la RDES s'applique dans la région de la baie d'Hudson.

#### 2.1 Description du modèle NARCM

Le modèle NARCM a été élaboré pour simuler l'impact de la pollution atmosphérique sur le climat à l'échelle régionale des moyennes et des hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Lors de l'étude d'inter-comparaison NARCM / LITE, menée au-dessus du nord-est de l'Amérique du Nord, celle-ci a montrée l'aptitude du modèle NARCM à reproduire la distribution de taille des aérosols de façon réaliste (Spacek *et al.*, 2000). De plus, avec le schéma microphysique de Lohmann et Roeckner (1996), le modèle permet une représentation réaliste du couvert nuageux de même qu'une estimation des précipitations en accord avec les patrons observés.

La partie dynamique, non hydrostatique, fut développée par Lubos Spacek (1999) par le couplage de deux modèles préexistant soit le MRCC (modèle régional canadien du climat) et le module interactif CAM (module canadien des aérosols). Le modèle NARCM, composé de

ces deux entités, est subdivisé en deux parties soit une partie météorologique et une partie chimique. Dans cette étude de sensibilité, la version 1 du modèle NARCM est utilisée.

### 2.1.1 La partie météorologique

Cette partie est constituée du noyau dynamique du MRCC développé par Robert (Laprise *et al.*, 1997 ; Caya et Laprise, 1999). Le noyau dynamique est non hydrostatique et ces équations sont résolues avec la méthode semi implicite et semi lagrangienne. La discrétisation horizontale est effectuée sur une grille polaire stéréographique. La discrétisation verticale est effectuée en utilisant les coordonnées Gal-Chen (Gal-Chen et Somerville, 1975), dont le premier niveau suit la topographie. De plus, le noyau dynamique est constitué d'une grille de type C d'Arakawa. Une zone éponge est considérée aux frontières latérales pour permettre un pilotage adéquat du modèle. Dans cette première version de NARCM, la version 3.3 du MRCC est utilisée.

La physique de NARCM est constituée de l'ensemble du paramétrage physique du modèle de circulation générale (MCG) canadien de deuxième génération (version 11) (McFarlane *et al.*, 1992). Cette physique est notamment constituée du paramétrage de la radiation terrestre (Morcrette, 1984) et solaire (Fouquart et Bonnel, 1980), de la précipitation des nuages stratiformes et convectifs (Boer *et al.*, 1984b), des flux turbulents (Boer *et al.*, 1984b) de la quantité de mouvement, de la chaleur, de la vapeur d'eau, des aérosols, de la traînée des ondes de gravité (McFarlane, 1987), ainsi que les processus de surface représentés par le schéma CLASS (Verseghy *et al.*, 1991, 1993).

De plus, un nouveau schéma de la microphysique des nuages stratiformes, développé par Lohmann et Roeckner (1996), est incorporé dans la physique. Celui-ci est très important puisqu'il est impliqué directement dans l'étude de sensibilité. En effet, le paramétrage sera modifié pour prendre en considération la désactivation des noyaux de glaciation. Nous verrons plus en détail, ce schéma microphysique dans la section 2.2.

### 2.1.2 La partie chimique

Le module CAM permet la représentation des processus physiques et chimiques déterminant la composition et la distribution de taille des aérosols (Gong *et al.*, 1999). Dans ce module, 12 intervalles de tailles sont utilisés pour représenter les sulfates et les sels de mer, et ce de 0,005 à 20,48  $\mu\text{m}$  de rayon. Tous les processus physiques liés aux aérosols dont la nucléation, la condensation, la coagulation, les interactions nuage - aérosol et les processus de dépôt sec et humide, sont paramétrés en fonction de la taille des aérosols.

Le taux de changement de la concentration des aérosols secs ( $\partial C_{ip}/\partial t$ ) compris dans un intervalle de taille (i) et appartenant à un type d'aérosol (p) possède plusieurs termes de tendances. L'équation de conservation de la masse des aérosols selon Gong *et al.* (1997a,b) est défini de la façon suivante :

$$\frac{\partial C_{ip}}{\partial t} = \frac{\partial C_{ip}^{\text{dyn}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{src}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{cla}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{dry}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{icl}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{bcl}}}{\partial t} \quad (1)$$

Le terme de la dynamique ( $\partial C_{ip}^{\text{dyn}}/\partial t$ ) représente la contribution du déplacement de l'air, de la diffusion turbulente de sous-échelle ainsi que de la convection.

Le terme des sources ( $\partial C_{ip}^{\text{src}}/\partial t$ ) inclut le taux d'émission des aérosols naturels et anthropiques à la surface, de même que de la production des aérosols secondaires. Les aérosols de sel de mer sont représentés par une fonction source (Gong *et al.*, 1997a,b). Les sources d'émissions des sulfures regroupent le  $\text{SO}_2$  et le  $\text{SO}_4^{2-}$  d'origine anthropique et les sources naturelles dont le DMS et le  $\text{H}_2\text{S}$ . Pour cette étude, les émissions de sulfures anthropiques proviennent de l'inventaire GEIA de l'année 1985. Pour les émissions de sulfates, une distribution de taille est assumée. Ainsi, le flux de surface de l'acide sulfurique est calculé pour chaque intervalle de taille. Les flux de surface pour le  $\text{H}_2\text{S}$  et le DMS, ayant une résolution de 1 x 1 degré latitude/longitude sont utilisés.

Les réactions chimiques impliquant des précurseurs gazeux, nécessaires à la production des aérosols secondaires, sont considérées par le module CAM. En effet, le  $\text{SO}_2$  gazeux se forme à partir de la réaction chimique du DMS avec le radical OH ou avec le  $\text{NO}_3$  selon Atkinson *et al.* (1989), où encore à la suite de la réaction du  $\text{H}_2\text{S}$  de nature volcanique avec le radical OH selon DeMore *et al.* (1992).

Le troisième terme à droite de l'égalité ( $\partial C_{ip}^{\text{cla}} / \partial t$ ) représente la contribution des processus s'effectuant en ciel clair. La formation de l'acide sulfurique à partir de la condensation du  $\text{H}_2\text{SO}_4$  gazeux ou de la nucléation binaire de ce dernier avec la vapeur d'eau est considérée (voir sect. A.1.2 : ANNEXE A). La non linéarité entre ces deux processus est prise en considération. Quant à la coagulation, le module CAM estime la production des aérosols à la suite de collisions binaires seulement. La contribution des deux formes de collisions considérées est celles dû aux mouvements Browniens, de même que celle dû à la sélection gravitationnelle des particules (Seinfeld et Pandis, 1998).

Les termes ( $\partial C_{ip}^{\text{dry}} / \partial t$ ) et ( $\partial C_{ip}^{\text{bcl}} / \partial t$ ) représentent respectivement la tendance de conservation de la masse relié au processus de dépôt sec et au dépôt humide. Ces processus sont expliqués en détails dans les documents de Gong *et al.* (1997a) et Zhang *et al.* (1999). Une douzaine de types de terrains sont utilisés pour caractériser le dépôt sec des aérosols et des gaz. La vitesse de dépôt est notamment fonction du type de terrain prescrit dans la cellule du modèle.

Le cinquième terme ( $\partial C_{ip}^{\text{icl}} / \partial t$ ) du côté droit de l'égalité représente la conservation de la masse des aérosols dû à la production du sulfate dans les nuages. Cette production résulte de l'oxydation du  $\text{SO}_2$  par le peroxyde d'hydrogène et l'ozone dans les nuages. Le paramétrage inclut l'impact de l'ammoniaque, de l'acide nitrique et du dioxyde de carbone sur le taux d'oxydation du dioxyde de soufre. La disponibilité du dioxyde de soufre et du peroxyde d'hydrogène est également considérée. Deux paramétrages de l'oxydation sont élaborés : le premier pour les nuages convectifs (Lohmann *et al.*, 1999 ; von Salzen *et al.*, 1999) et le

second pour les nuages stratiformes. La concentration en nombre de gouttelettes de nuage est paramétrée en fonction de la concentration en nombre totale d'aérosols (Jones *et al.*, 1994).

## 2.2 Le schéma de la microphysique des nuages stratiformes

Le schéma utilisé dans cette première version de NARCM est celui de Lohmann et Roeckner (1996). Ce schéma est très important puisque notre étude est effectuée au-dessus de la région de la baie d'Hudson et que les nuages en présence durant la saison hivernale sont essentiellement de nature stratiforme. Le paramétrage des processus de la phase liquide est issu de Beheng (1994). La phase glace de même que la phase mixte est paramétrée selon Levkov *et al.* (1992). Ce schéma est intéressant, puisqu'il considère la vapeur d'eau, la glace du nuage et l'eau du nuage comme étant des variables pronostiques séparées. Cela permet de considérer l'interaction des gouttelettes de nuages avec les cristaux de glace.

Les équations de l'évolution temporelle du rapport de mélange de la vapeur d'eau ( $q_v$ ), de l'eau du nuage ( $q_l$ ) et de la glace du nuage ( $q_i$ ) permettent la représentation de plusieurs processus microphysiques.

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = R(q_v) - b(Q_{cnd}^c + Q_{dep}^c) + (1-b)(Q_{evp}^o + Q_{sub}^o - Q_{cnd}^o - Q_{dep}^o) \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_l}{\partial t} = & R(q_l) + b(Q_{cnd}^c - Q_{aut}^c - Q_{raci}^c - Q_{saci}^c - Q_{frc}^c - Q_{frh}^c - Q_{frs}^c + Q_{mlt}^c) \\ & + (1-b)Q_{cnd}^o \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_i}{\partial t} = & R(q_i) + b(Q_{dep}^c - Q_{agg}^c - Q_{saci}^c + Q_{frc}^c + Q_{frh}^c + Q_{frs}^c - Q_{mlt}^c) \\ & + (1-b)Q_{dep}^o \end{aligned} \quad (4)$$

Où  $R(\dots)$  représente la somme des termes de transport incluant l'advection, la turbulence et la convection de  $q_v$ ,  $q_l$  et  $q_i$ . L'évolution temporelle des quantité est en  $kg/kg.s$ . La fraction du couvert nuageux est représentée par  $b$ . L'exposant (c) indique que le processus a lieu dans le nuage et l'exposant (o) dans la partie sans nuage. ( $Q_{cnd}^c$ ) : la condensation de l'eau et

l'évaporation de l'eau du nuage,  $(Q_{\text{dep}}^{\circ})$  : la déposition de la vapeur et la sublimation de la glace du nuage,  $(Q_{\text{end}}^{\circ})$  : l'évaporation de l'eau du nuage,  $(Q_{\text{dep}}^{\circ})$  : la sublimation de la glace du nuage,  $(Q_{\text{evp}}^{\circ})$  : l'évaporation de la pluie,  $(Q_{\text{sub}}^{\circ})$  : la sublimation de la neige,  $(Q_{\text{aut}}^{\circ})$  : l'auto-conversion des gouttelettes de nuage. L'accrétion des gouttelettes de nuage par la pluie  $(Q_{\text{racl}}^{\circ})$ , par la neige  $(Q_{\text{sac}}^{\circ})$ , de même que l'accrétion des cristaux de glace par la neige  $(Q_{\text{saci}}^{\circ})$ .  $(Q_{\text{agg}}^{\circ})$  : l'agrégation des cristaux de glace,  $(Q_{\text{fih}}^{\circ})$  : le gel homogène,  $(Q_{\text{irs}}^{\circ})$  : le gel hétérogène et stochastique,  $(Q_{\text{fic}}^{\circ})$  : le gel de contact et  $(Q_{\text{mlt}}^{\circ})$  : la fonte de la glace du nuage.

La fraction du couvert nuageux ( $b$ ) est une fonction empirique de l'humidité relative (Sundqvist *et al.*, 1989).

$$b = 1 - \sqrt{1 - b_0} \quad \text{avec} \quad b_0 = (r - r_0)/(1 - r_0) \quad (5)$$

Où  $r$  est l'humidité relative moyenne au point de grille,  $r_0$  une condensation critique fonction de la hauteur (Xu et Krueger, 1991). La croissance des gouttelettes d'eau par condensation et la croissance des cristaux de glace par déposition de la vapeur survient lorsque  $r > r_0$ . Inversement, le nuage s'évapore lorsque  $r$  est inférieur à  $r_0$ . La croissance par condensation des gouttelettes survient automatiquement à 100% d'humidité relative, puisqu'on suppose que les noyaux de condensation sont toujours en quantité suffisante dans l'atmosphère.

La concentration en nombre des gouttelettes de nuages (CNGN) est représentée à l'aide d'une relation empirique étant donnée la difficulté des MCG à calculer adéquatement ce terme. En effet, la concentration en nombre de gouttelettes dépend de plusieurs facteurs dont la vitesse de l'écoulement de sous-échelle, le maximum de sursaturation ainsi que de la disponibilité des NCN. Ces facteurs sont difficiles à prévoir, par conséquent on relie la concentration de gouttelettes à la masse de sulfate ( $\text{mSO}_4^{2-}$ ) selon Boucher et Lohmann (1995). Pour prendre en considération l'impact de la pollution anthropique sur la concentration en nombre de gouttelettes de nuage, deux relations sont proposées soit une première pour les concentrations de gouttelettes en milieu continental riche en NCN ( $N_1^{\text{coml}}$ ) et en milieu marin ( $N_1^{\text{mar}}$ ).



$$N_l^{\text{cont}} = 10^6 \bullet 10^{2,06+0,48\log(m\text{SO}_4^{2-})} \quad (6)$$

$$N_l^{\text{mar}} = 10^6 \bullet 10^{2,24+0,257\log(m\text{SO}_4^{2-})} \quad (7)$$

L'auto-conversion des gouttelettes de nuage en gouttelettes de pluie, nécessaire à la représentation des précipitations liquides dans le modèle, s'effectue selon le type de nuage soit continental ou marin en considérant la CNGN propre à chacun de ces nuages (équation 6 et 7), de même qu'en considérant le contenu en eau liquide. En effet, les aérosols de sulfate sont considérés comme étant la source principale des NCN dans l'atmosphère (Young, 1993). Albrecht (1989), Fouquart et Isaka (1992) ont montré que la formation de la précipitation dans les nuages chauds dépend de la concentration de grosses gouttelettes et que cette dernière est anti-corrélée avec la CNGN. Or plus la CNGN augmente, plus la taille moyenne de grosses gouttelettes diminue et moins efficace est la formation de la précipitation. Par conséquent, le taux d'auto-conversion ( $Q_{\text{aut}}$ ) est réduit dans les nuages continentaux. Le taux d'auto-conversion (kg/kg.s) est donné par la relation suivante :

$$Q_{\text{aut}} = (\gamma^l \bullet 6 \bullet 10^{28} n^{-1,7} (10^{-6} N_l)^{-3,3} (10^{-3} \rho q_{\text{cl}})^{4,7}) / \rho \quad (8)$$

Où  $\gamma^l$  (=15) est une constante microphysique représentant l'efficacité de formation de la pluie et  $\rho$  la densité de l'air. Le paramètre de la largeur du spectre des gouttelettes de nuage ( $n$ ) est égal à dix. La concentration en nombre de gouttelettes de nuage propre aux nuages continentaux ou marins est désignée par la variable  $N_l$  et  $q_{\text{cl}}$  représente le rapport de mélange de l'eau du nuage dans la partie nuageuse. Une fois la pluie formée, les gouttelettes de pluie peuvent grossir par leur accréation avec les gouttelettes de nuage ( $Q_{\text{racl}}$ ). La pluie formée représente ainsi la somme de  $Q_{\text{aut}}$  et de  $Q_{\text{racl}}$ .

Quant aux précipitations solides, elles se forment par l'agrégation ( $Q_{\text{agg}}$ ) des cristaux de glace en neige. Le taux de conversion de la glace de nuage en neige (kg/kg.s) est proposé par Levkov *et al.* (1992).

$$Q_{agg} = \gamma^2 q_{ci} / \Delta t_1 \quad (9)$$

Où  $\gamma^2$  ( $\approx 220$ ) est une constante microphysique déterminant l'efficacité de formation de la neige. Le rapport de mélange de la glace de nuage dans la partie nuageuse est représenté par  $q_{ci}$ . L'intervalle de temps  $\Delta t_1$  est celui requis pour que la concentration en nombre de cristaux de glace ( $N_i$ ) diminue d'une certaine valeur. Une fois la neige formée, celle-ci peut croître par l'accrétion de la neige par les gouttelettes de nuage ( $Q_{saci}$ ), *i.e* suite à la collision et à la coalescence des cristaux de neige avec les gouttelettes de nuages. De plus, les cristaux de neige peuvent grossir par leur accrétion avec les cristaux de glace ( $Q_{saci}$ ) dans le nuage. La neige formée représente donc la somme de  $Q_{agg}$ ,  $Q_{saci}$  et  $Q_{saci}$ .

### 2.2.1 Modification du paramétrage

L'hypothèse de Borys (1989), spéculant la désactivation des noyaux de glaciation par les aérosols d'acides sulfuriques, de même que les observations qu'il a effectuées en Arctique, constitue les fondements de base sur lesquels nous nous sommes appuyés pour modifier ce paramétrage. Ainsi, lorsque nous sommes en présence d'une grande concentration d'aérosols d'acides sulfuriques (scénario acide) nous modulons à la baisse le taux de nucléation hétérogène de la glace du nuage. Cette modulation permet d'étudier l'hypothèse de la rétroaction déshydratation - effet de serre (Blanchet et Girard, 1995). Dans le paramétrage, le gel hétérogène est subdivisé en deux termes : le gel hétérogène et stochastique, et le gel de contact des gouttelettes d'eau. Puisqu'on analyse l'impact de la désactivation des noyaux de glaciation, nous considérons les deux termes ( $Q_{frs}^c$  et  $Q_{frc}^c$ ).

Le gel hétérogène et stochastique des gouttelettes de nuage se produit lorsque la température se situe entre 0 et  $-35$  °C. Pour le gel de contact, la diffusion brownienne est considérée pour les collisions aléatoires entre les particules d'aérosols et les gouttelettes surfondues (Levkov *et al.*, 1992 ; Cotton *et al.*, 1986). La concentration des noyaux de glaciation n'est pas représentée de façon explicite dans le modèle mais plutôt à l'aide de ces deux termes de tendance. Les termes  $Q_{frs}^c$  et  $Q_{frc}^c$  sont des termes puits, dans l'équation de l'évolution du rapport de mélange de l'eau du nuage, et des termes sources dans l'équation de

l'évolution du rapport de mélange de la glace du nuage (*voir* équation 3 et 4). Désormais, nous désignerons la somme de ces deux termes par le terme  $Q_s$ .

Nous avons recouru à des relations empiriques pour diminuer le terme  $Q_s$ . L'une d'elle est inspirée des travaux de Borys (1989) pour faire correspondre le facteur de diminution avec les concentrations d'acides sulfuriques observées par ce dernier. Cette relation exponentielle est fonction de la fraction massique d'aérosols acides sur les aérosols totaux (Girard *et al.*, 2005). Dans cette étude, nous avons ajusté la diminution maximale de la nucléation hétérogène de la glace à un facteur 1 000, lorsque la concentration de sulfate atteint un maximum au-dessus du domaine d'étude.

Nous diminuons le taux de nucléation hétérogène de la glace de nuage en fonction de la concentration de  $SO_4$  à un pas de temps donné de l'intégration. La relation (10) s'applique lorsque la concentration de sulfate est supérieure à la concentration minimale ( $4,75 \text{ E-11 kg/kg}$ ) et inférieure à la concentration maximale ( $2,92 \text{ E-9 kg/kg}$ ) prescrite. Ces concentrations ont été choisies lors d'une simulation de référence que nous avons effectuée. Nous avons retenu les valeurs minimale et maximale moyenne de la concentration en sulfate calculées pour différents pas de temps au-dessus du domaine.

Nous avons diminué le terme  $Q_s$  de façon exponentielle lors d'un accroissement de la concentration en sulfate selon une relation inspirée des travaux de Girard *et al.* (2005) et conformément aux observations de Borys (1989). Ainsi, la réduction du terme de tendance de nucléation hétérogène au pas de temps présent,  $Q_{S(t)}$ , est égale à celui du pas de temps suivant  $Q_{S(t+\Delta t)}$  affecté d'un facteur de réduction. On peut pondérer l'importance de la relation (10) en ajustant le coefficient B. Or pour obtenir une réduction d'un facteur 1000, nous avons fixé le coefficient B égale à 3. Le terme  $\text{conc.}_{SO_4}$ , représente la concentration du sulfate au pas de temps présent.

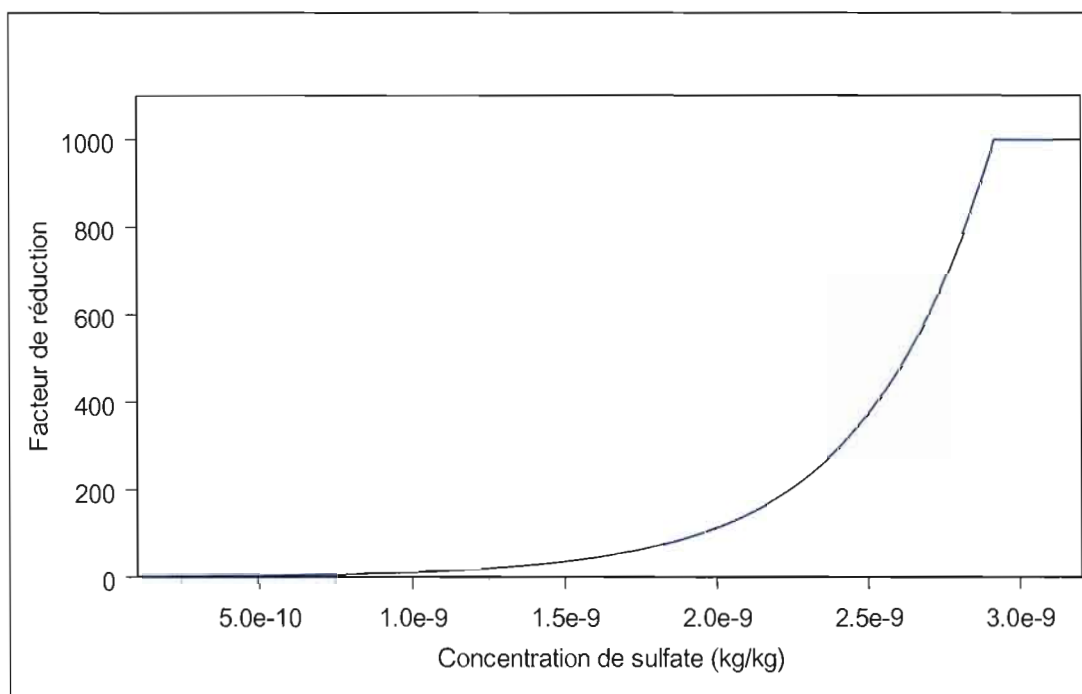
$$Q_{S(t)} = Q_{S(t+\Delta t)} \times 10^{[-(\text{conc.}_{SO_4} / 2,92 \text{ E-9 kg}\cdot\text{kg}^{-1}) \times B]} \quad (10)$$

La réduction maximale du taux de nucléation hétérogène de la glace est imposée par la relation (11). Elle survient lorsque la concentration en sulfate est supérieure ou égale à la concentration maximale prescrite. La relation est la suivante :

$$Q_{S(t)} = Q_{S(t+\Delta t)} \times 0,001 \quad (11)$$

Enfin, une troisième relation est considérée lorsque la concentration simulée est inférieure ou égale à un seuil minimal. La relation (12) assure que la modification s'applique en tout point du domaine, et ce même si les concentrations de sulfates sont très faibles, voire nulles. Une région possédant de faibles concentrations d'aérosols s'avère critique sachant que le modèle sous estime parfois les concentrations de sulfate (Spacek *et al.*, 2000). Une réduction plus faible est alors appliquée si les conditions ne sont pas rencontrées.

$$Q_{S(t)} = Q_{S(t+\Delta t)} \times 0,87 \quad (12)$$



**Figure 2. 1 :** Facteur de réduction du terme de la tendance de nucléation du gel hétérogène en fonction de la concentration de sulfate (kg/kg).

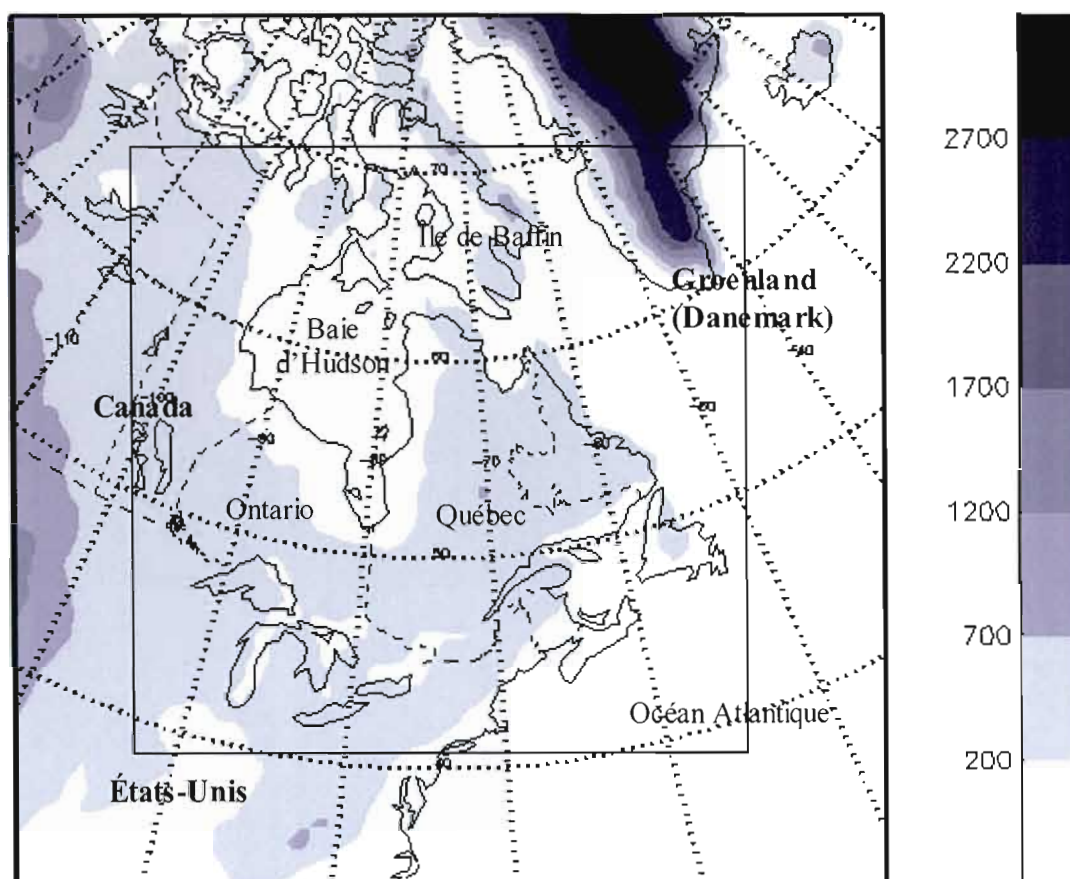
La figure 2.1 illustre la réduction de la nucléation hétérogène de la glace en fonction de la concentration de sulfate. Nous avons vérifié le facteur de réduction du terme de tendance du gel hétérogène à partir des résultats des intégrations. Nous nous sommes ainsi assuré de la validité de la modification apportée au paramétrage.

## 2.3 Configuration de l'expérience

La présente section permet de décrire l'approche numérique que nous avons adoptée pour réaliser l'étude de sensibilité. Nous discuterons dans un premier temps de la taille du domaine d'intégration et des conditions initiales et aux frontières utilisées. De plus, nous détaillerons la climatologie des aérosols à laquelle nous avons eu recours dans cette étude. Puis, nous allons discuter de la taille des ensembles de simulations et proposer une méthode pour vérifier leur crédibilité. Enfin, nous présenterons une validation du modèle pour s'assurer du bon fonctionnement de celui-ci.

### 2.3.1 Domaine d'étude

Le modèle NARCM constitue un modèle à aire limité. La représentation du domaine d'intégration, en projection polaire stéréographique, est illustrée dans la figure 2.2. Le champ représente l'altitude de la topographie. Le carré noir permet la délimitation entre deux zones particulières soit la zone éponge et le domaine libre. La zone éponge est la zone périphérique du domaine d'intégration (extérieur du carré noir). Elle a une largeur de 700 Km et est généralement caractérisée par la présence de phénomènes non physiques. Quant au domaine libre, il est situé à l'intérieur du carré noir. La périphérie de la baie d'Hudson est caractérisée par des terres basses et l'altitude est inférieure à 200 mètres d'altitude.



**Figure 2. 2 :** Domaine d'étude en projection polaire stéréographique. L'altitude de la topographie y est illustrée (m) de même que la délimitation entre la zone éponge et le domaine libre (carré noir).

Le centre du domaine a été fixé à 54 degrés de latitude Nord et 75 degrés de longitude Ouest. Sachant que l'effet indirect de la RDES peut survenir de façon locale (Blanchet et Girard, 1994), une résolution horizontale de 50 Km a été adoptée pour représenter avec détails les variations locales potentielles des différentes variables climatiques. Le pas de temps du modèle est de 20 minutes. Le domaine a une dimension de 103 points de grilles en direction des x (d'ouest en est) et de 101 points de grilles dans la direction des y (du sud vers le nord). Par conséquent, la superficie totale du domaine est d'environ 26 millions de kilomètres carrés. Vukicevic et Errico (1990) ont déterminé une taille critique de 20 millions de Km<sup>2</sup> à partir de laquelle une perturbation initiale est complètement atténuée. De plus, la forte circulation zonale des moyennes latitudes permet aux MRC une propagation rapide de l'information des frontières jusqu'à l'intérieur du domaine et par conséquent une diminution

de la croissance des erreurs (Rinke, 2000). Ainsi, la taille du domaine choisie est tout à fait convenable pour l'étude. Quant à la résolution verticale, elle est de 50 m à la surface et diminue graduellement à 1750 m au niveau de pression 500 hPa. Puis, la résolution demeure relativement constante jusqu'au sommet du modèle. Ce dernier possède au total 22 niveaux verticaux dont le dernier se situe au niveau 10 hPa (34 120 m).

Il est à noter que nous avons effectué des expériences avec un domaine plus grand (44 millions de  $\text{Km}^2$ ). Nous avons obtenu des résultats très similaires à ceux du domaine régulier (26 millions de  $\text{Km}^2$ ). Nous avons donc opter pour l'utilisation du domaine régulier étant donnée la diminution considérable du temps de calcul. Cela représente une réduction des coûts associés à l'intégration du modèle. Les résultats similaires entre les deux domaines de taille différente peut s'expliquer par le fait que la baie d'Hudson est situé au nord de la circulation intense et que par conséquent cette région serait moins vulnérable au forçage du pilote.

Le modèle NARCM permet la simulation d'une région à aire limitée, c'est-à-dire d'étendue non globale tel qu'illustré ci-dessus. Le domaine ne recouvre pas la surface terrestre en entier et par conséquent le modèle nécessite des conditions aux frontières pour son intégration. Nous verrons dans la prochaine section, les conditions initiales et aux frontières utilisées pour démarrer les intégrations du modèle.

### 2.3.2 Conditions initiales et aux frontières

Le pilotage du modèle NARCM à partir de données météorologiques et géophysiques permet de générer les conditions initiales et latérales requises pour son intégration. Les frontières latérales du domaine sont initialisées à  $t = 0$  à partir des données NCEP réanalysées. Ces données incluent : la composante  $u$  et  $v$  du vent horizontal, le géopotentiel, le vent vertical ( $\omega$ ), l'humidité relative, la température, le tourbillon absolue et la pression au niveau de la mer. Une fois le pilotage effectué, nous avons les données suivantes aux niveaux de pression.

Durant l'intégration du modèle, ce dernier est piloté aux frontières latérales par les données NCEP réanalysées de décembre 1993 à février 1994. Ces données ont une résolution spatiale de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  degrés latitude/longitude et une résolution temporelle de six heures. Ces dernières sont fournies au modèle à 00, 06, 12 et 18 GMT. Les données sont disponibles aux 17 niveaux de pression du modèle soit au niveau ; 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 et 10 hPa.

L'initialisation de la surface à  $t = 0$ , soit la condition initiale à la frontière inférieure du domaine, est effectuée à partir de plusieurs champs géophysiques. Ces champs proviennent d'une climatologie effectuée à partir des simulations du MCG canadien (version 11). Ces conditions sont : le couvert du sol, la température du sol, la concentration d'ozone, l'épaisseur de la neige, le contenu en eau solide et en eau liquide du sol, la topographie, les différentes catégories de sol, les classes de végétations primaires et secondaires, l'albédo dans le visible et l'infrarouge proche, et enfin la densité surfacique de la forêt.

Cependant, la concentration de la glace de mer (SIC), de même que la température de la surface de la mer (SST) proviennent de la campagne de mesure AMIP et constituent ainsi une climatologie pour le mois de décembre 1993 à février 1994. Les données AMIP pour la SST et la SIC ont une résolution spatiale de  $1^\circ \times 1^\circ$  latitude/longitude. La climatologie pour ces deux paramètres, basée sur des observations, s'approche davantage du climat réel que celle provenant des simulations du GCM.

Concernant les aérosols, ceux-ci sont fixés à 0 kg/kg au début de l'intégration du modèle et sont maintenu à 0 kg/kg aux frontières durant l'intégration. Après le début de l'intégration, les aérosols seront générés par le module CAM.

### 2.3.3 Climatologie des aérosols

L'étude d'inter-comparaison NARCM / LITE a également mis en évidence un biais négatif dans les concentrations de sulfate simulées par NARCM par rapport aux observations. Cela est attribuable à la plus faible oxydation dans le nuage étant donnée la plus petite quantité de nuage simulée par le modèle. Ce constat justifie le recours à une climatologie des aérosols



pour permettre au modèle NARCM d'être alimenté par les sources d'aérosols provenant de l'extérieur du domaine à aire limité. La climatologie est ajoutée à l'expérience dans le but de pallier à la faible production des aérosols par le module CAM. La climatologie permet d'inclure les sources d'aérosols provenant de l'extérieur du domaine à aire limité, soit celles provenant de la région arctique, de l'ouest de l'Amérique du Nord, de l'est de l'Asie et surtout de l'Europe.

Les résultats concernant la distribution spatiale de l'épaisseur optique des sulfates et du sel de mer durant la période hivernale ont été utilisés. L'épaisseur optique ( $\tau$ ) a été calculé au préalable par plusieurs modèles de transport et ce pour les principaux aérosols dont : les sulfates, la poussière du sol, les carbonates, le charbon noir et le sel de mer. La contribution individuelle de chaque espèce chimique à l'épaisseur optique totale a été déterminée par ces modèles. Chin *et al.* (1996) ont développé le modèle pour les sulfates, Tegen et Fung (1995) celui pour la poussière, Tegen *et al.* (1997) celui pour le sel de mer et enfin Liou *et al.* (1996) ont élaboré le modèle pour les carbonates et le charbon noir. Les sources pour le modèle du sulfate sont le dioxyde de soufre issu de GEIA pour l'année 1985 de même que le  $\text{SO}_2$  provenant de la combustion de la biomasse et des volcans.

Nous calculons à partir du paramètre  $\tau$ , la masse d'aérosols par unité de colonne atmosphérique. Nous assumons un profil vertical de la concentration des aérosols selon une exponentielle (Seinfeld et Pandis, 1998). Bien qu'idéalisé, ce profil permet une représentation de la distribution verticale des aérosols dans l'atmosphère et de distribuer la masse d'aérosols aux différents niveaux du modèle.

Le tableau 2.1 dresse un inventaire de la contribution de la climatologie à la concentration moyenne des aérosols de sulfates pour plusieurs niveaux atmosphériques au-dessus du domaine d'intégration. Ces données proviennent de la comparaison entre deux intégrations du modèle NARCM : la première intégration est effectuée sans avoir recourt à la climatologie et la seconde tient en compte la climatologie. Nous remarquons une augmentation systématique, de 5 à 19 %, de la concentration en sulfate dans la simulation effectuée avec la climatologie des aérosols. Nous avons également calculé la contribution de la climatologie

dans le secteur de la baie d'Hudson et avons remarquer des écarts relatifs variants entre – 1 à 22 % pour ces mêmes niveaux, soit une augmentation nette de la concentration en sulfate au-dessus de la baie.

**Tableau 2. 1**

Concentrations moyennes des aérosols de sulfate par niveau atmosphérique en considérant une simulation sans la climatologie et une autre avec la climatologie.

Niveau de pression (hPa)	Concentration de sulfate (kg/kg)		Écart relatif (%)
	Sans climatologie	Avec climatologie	
1000	2,61E-10	2,73E-10	4,6
925	1,76E-10	1,89E-10	7,1
850	8,04E-11	8,94E-11	10,1
700	3,29E-11	3,78E-11	12,9
600	1,90E-11	2,27E-11	16,4
500	9,59E-12	1,18E-11	19,0
400	3,71E-12	4,43E-12	16,2
300	7,40E-13	8,02E-13	7,7

#### 2.3.4 L'intégration du modèle NARCM

L'étude de sensibilité consiste à effectuer deux séries de simulations pour le mois de janvier 1994. La première série est constituée de simulations dans lesquelles la concentration des aérosols représente un scénario naturel. La seconde est composée de simulations dans lesquelles nous avons inclut la modification du paramétrage discuté dans la section 2.2.1. Ainsi, la deuxième série de simulations correspond à un scénario d'aérosols acides caractéristique des épisodes de pollution de la masse d'air arctique durant l'hiver. Par la suite, nous pourrons comparer ces deux ensembles de simulations et analyser l'impact de la modification du paramétrage sur la sensibilité du climat de la baie d'Hudson. Les simulations d'ensemble sont utilisées dans la modélisation numérique de l'atmosphère afin de différencier le signal recherché de la variabilité interne du modèle.

Nous avons réalisé chaque série de simulation en considérant la technique d'ensemble. Cette dernière consiste à intégrer le modèle à partir d'une variété de conditions initiales. Cette technique a été utilisée avec succès dans la prévision météorologique et climatique (Toth et

Kalnay, 1993). Nous avons appliqué la méthode en choisissant des conditions initiales à intervalle de 24 heures durant le mois de décembre 1993.

Les simulations ont été effectuées par paires. Une paire étant constituée d'une simulation de référence et d'une simulation perturbée correspondant à un scénario d'aérosols acides pour lesquelles nous avons les mêmes conditions initiales. Dans cette étude, nous nous intéressons au mois de janvier 1994 et les simulations d'intérêts ont été précédées de simulations préparatoires («spin-up»). Les simulations préparatoires ont une durée variant entre 15 et 24 jours selon la paire de simulations : une semaine étant considéré comme suffisant avec le modèle NARCM (Spacek *et al.*, 2000). Le tableau suivant présente les périodes d'intégrations préparatoires et d'intérêts de même que les conditions initiales considérées pour les deux ensembles.

**Tableau 2. 2**

Conditions initiales (en gras), simulations préparatoires et simulations d'intérêts pour chacune des paires de simulations.

Paire de simulation (No.)	Intégrations préparatoires (1993)	Intégrations de la période d'intérêt (1994)
1	<b>8</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
2	<b>9</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
3	<b>10</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
4	<b>11</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
5	<b>12</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
6	<b>13</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
7	<b>14</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
8	<b>15</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
9	<b>16</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z
10	<b>17</b> déc. 00 Z au <b>1</b> janv. 00 Z	1 janv. 00 Z au 1 fév. 00 Z

#### 2.3.4.1 Vérification de la taille de l'ensemble

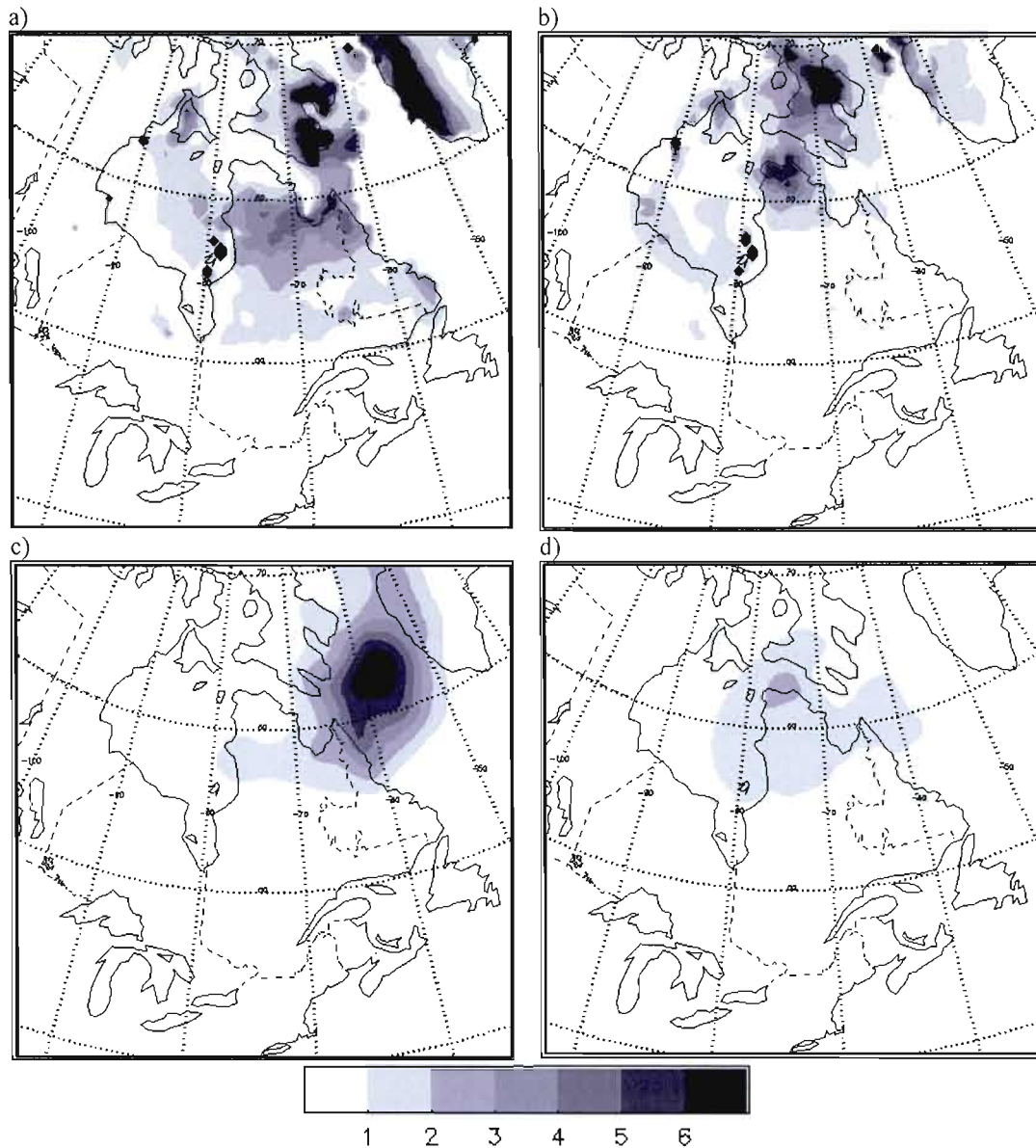
Une détermination statistique de la taille de l'ensemble est nécessaire pour assurer la validité statistique des résultats et pour calculer l'état climatique moyen du modèle avec un certain niveau de confiance (Wehner, 1998). Ainsi, la détermination de la taille de l'ensemble s'avère importante dans la planification de l'étude de sensibilité. Ici, nous vérifierons si la taille de nos ensembles est adéquate et établirons le seuil minimal à respecter.

Dans cette analyse, plusieurs hypothèses sont posées. Tout d'abord, on suppose que chaque simulation de l'ensemble est statistiquement indépendante. En effet, nous savons que dans un système chaotique, deux simulations divergent entre elles après un certains temps. Sous des circonstances idéales, dans l'atmosphère la limite de prédictibilité à partir des conditions initiales est de deux semaines. Cependant, à la résolution des modèles du climat, les simulations divergent entre-elles beaucoup plus rapidement (Leith, 1971). Nous rappelons que nous avons effectué au préalable des simulations préparatoires de deux semaines et plus. Or, nous considérons les simulations de janvier 1994, appartenant à un même ensemble, comme étant indépendantes. Cette dernière hypothèse constitue vraisemblablement une approximation puisque les simulations sont forcées à leurs frontières par le même pilote : elle ne sont donc pas complètement indépendante. Toutefois, pour les besoins de l'étude, nous posons cette approximation. De plus, nous assumons que les résultats des simulations sont caractérisés par une distribution gaussienne.

L'étude statistique permet de déterminer le nombre de simulation requis pour calculer la valeur moyenne ( $M$ ) d'une variable aléatoire à l'intérieur d'un intervalle de tolérance et ce pour un niveau de confiance statistique désiré. Dans cette étude nous avons fixé le niveau de confiance à 95 %. Nous nous intéressons ici au nombre de simulation requis ( $N$ ) donné par la relation suivante :

$$N = \frac{Z_{\alpha}^2 \sigma^2}{E^2} \quad (9)$$

Où  $Z_{\alpha}$  est une propriété de la fonction de distribution normale. Pour un ensemble composé de dix simulations et un niveau de confiance de 95 %,  $Z_{\alpha} = 1,943$ . L'estimation de la variance de la population de la variable analysée est  $\sigma^2$ . L'intervalle de tolérance de la moyenne de la population est donné par  $M \pm E$ , où  $E$  représente l'erreur acceptée pour cette variable. La figure 2.3 illustre ce résultat (valeur du nombre  $N$ ) pour les champs de la température près de la surface et de la pression au niveau de la mer, et ce, pour les deux ensembles.



**Figure 2. 3:** Nombre de simulation minimale (N) pour le champ de la température en surface selon l'ensemble de référence (a) et perturbé (b). Nombre de simulation minimale pour le champ de la pression au niveau de la mer selon l'ensemble de référence (c) et perturbé (d).

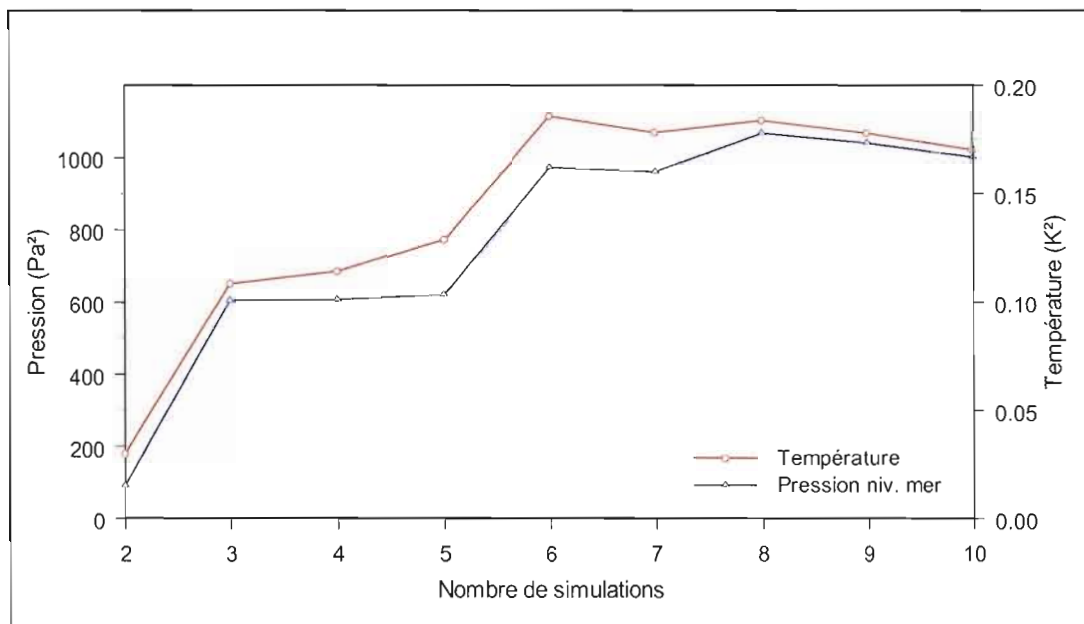
Pour la température de surface, nous avons fixé l'erreur à 1 °C. Or sur la figure ci-dessus, on remarque que le nombre N augmente jusqu'à une valeur de quatre dans l'extrême-nord de la baie d'Hudson et jusqu'à cinq dans le Nord du Québec pour l'ensemble de référence. Pour l'ensemble perturbé, la valeur de N s'élève à quatre dans l'extrême-nord de la baie d'Hudson

et jusqu'à sept dans l'extrême-nord du Québec. Des valeurs très élevées sont relevées de façon ponctuelle au-dessus des bordures ouest et est de la baie d'Hudson. La présence de fractures dans la glace en bordure du littoral peut expliquer cette forte variance alors qu'un flux important de chaleur sensible est dégagé des eaux libres.

Concernant la pression au niveau de la mer nous avons fixé l'erreur à 1 hPa. On constate pour l'ensemble de référence une valeur de  $N = 2$  dans l'est de la baie. Ce nombre augmente à sept dans l'Atlantique. Pour l'ensemble perturbé la valeur du nombre  $N$  diminue. En effet, le nombre  $N$  atteint un maximum de trois dans l'extrême-nord du Québec.

Cette méthode statistique nous indique que le nombre de simulations requis dans le secteur de la baie d'Hudson, pour que les résultats soient valides avec une confiance de 95 %, est d'au moins six simulations. Nous avons retenu les valeurs les plus élevées au-dessus de la région de la baie d'Hudson à l'exception des valeurs ponctuelles où  $N > 15$ . Nous avons construit des ensembles comportant 10 membres chacun. Nous remarquons qu'en plus de varier spatialement, le nombre  $N$  est fonction du paramètre à étudier ; la température de surface nécessite un ensemble plus grand que celui de la pression au niveau de la mer. On remarque également que le nombre  $N$  est plus faible pour l'ensemble perturbé que pour l'ensemble de référence.

Enfin, nous avons analysé l'évolution de la variance en fonction de la taille de l'ensemble de référence et les résultats appuient l'étude statistique précédente. La figure 2.4 illustre ces résultats pour la température de la surface et de la pression au niveau de la mer.



**Figure 2. 4 :** Variance de la température de surface ( $K^2$ ) et de la pression au niveau de la mer ( $Pa^2$ ) en fonction du nombre de simulation réalisé pour l'ensemble de référence.

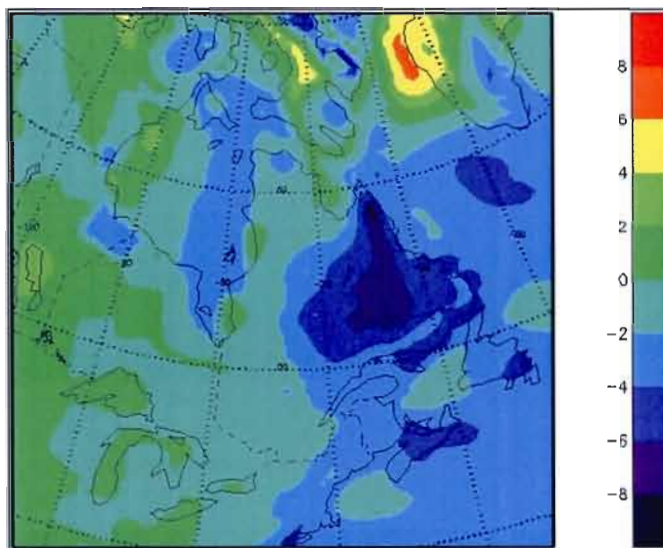
On remarque une augmentation de la variance de la température à la surface et de la pression au niveau de la mer pour l'ensemble de taille  $N = 2$  jusqu'à  $N = 6$ . Puis par la suite, la variance diminue légèrement et semble se stabiliser pour ces deux champs. Par conséquent, malgré le petit nombre de simulation réalisé et la rigueur de l'hypothèse concernant la distribution gaussienne des données, un ensemble composé de dix simulations semble adéquat pour cette étude.

## 2.4 Validation du modèle NARCM

La validation qui suit permet de voir si le modèle NARCM reproduit bien la moyenne mensuelle des variables climatiques d'intérêt pour notre étude. Nous validons les modèles climatiques avec les observations pour vérifier que ces derniers reconstituent de façon satisfaisante le climat observé. De plus, la validation permet de mettre en évidence ses aptitudes et ses lacunes. Nous présentons dans cette section la validation de quelques champs climatiques d'intérêts.

### 2.4.1 La température à la surface et la pression au niveau de la mer

L'analyse de l'anomalie<sup>3</sup> de la température nous indique que le modèle surestime la température de près de 8 °C aux abords de la côte-ouest du Groenland. Cette anomalie positive est attribuable à un couvert de glace réduit dans cette région par rapport aux observations, ce qui permet un flux de chaleur sensible plus important. Quant au Labrador, le modèle sous-estime la température de 5 à 8 °C. Dans le secteur de la baie d'Hudson, on note une surestimation de 2 °C dans la portion ouest et localement jusqu'à 4 °C. À l'inverse, dans les portion centre et est de la baie, une sous-estimation de 0 à 2 °C et de 2 à 4 °C respectivement est relevée. La différence importante entre la simulation et les réanalyses dans le secteur du Labrador pourrait être expliquée par la topographie accidentée de même que par la différence de résolution entre les réanalyses NCEP et le modèle.



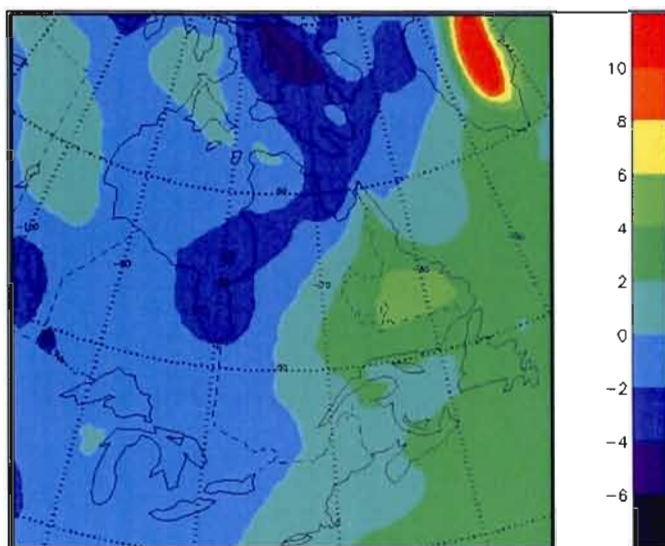
**Figure 2. 5 :** Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) de la température à 1000 hPa (°C) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

Concernant le champ de la pression au niveau de la mer, une anomalie positive de quatre à un peu plus de dix hPa est relevée au-dessus du Groenland. Au-dessus de la baie d'Hudson,

<sup>3</sup> L'anomalie représente la différence entre la moyenne mensuelle du champ simulé, moins la moyenne mensuelle du champ provenant des réanalyses NCEP interpolées à la résolution de la grille du domaine.



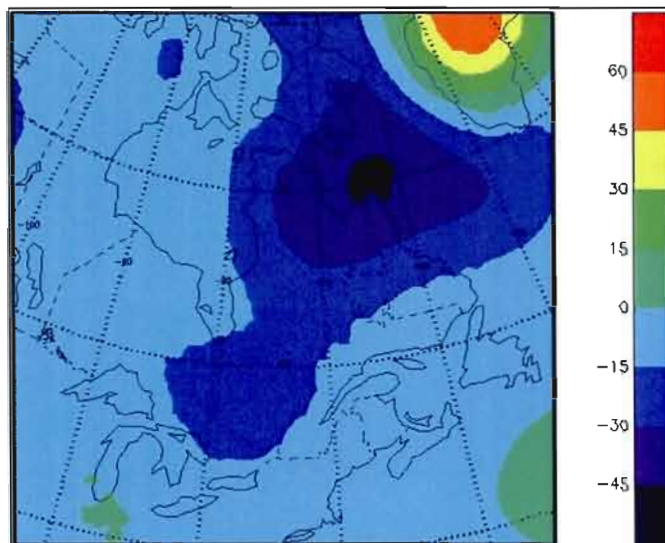
à l'exception de la portion nord, la pression est sous-estimée de 0 à 4 hPa. Quant au nord la surestimation atteint 2 hPa. Ainsi, la pression est relativement bien simulée au-dessus du secteur d'intérêt.



**Figure 2. 6 :** Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) de la pression au niveau de la mer (en hPa) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

#### 2.4.2 Le géopotentiel à 500 hPa

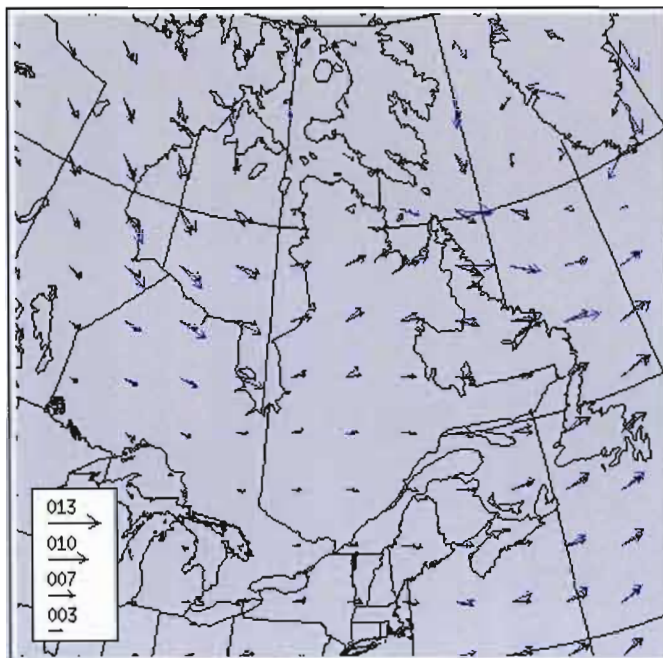
L'anomalie du géopotentiel est négative près du Nord du Québec et au sud de l'Île de Baffin. Cette dernière résulte d'une sous-estimation de la température sur une grande épaisseur de l'atmosphère combinée à une anomalie de la masse atmosphérique dans ce secteur tel qu'indiqué par l'anomalie négative de la pression au niveau de la mer. Une forte anomalie positive du géopotentiel à 500 hPa au-dessus du Groenland résulte de l'augmentation de la température combiné à l'augmentation de la pression dans se secteur. Au-dessus de la baie d'Hudson, l'anomalie est négative et de l'ordre de 0 à 15 décimètres.



**Figure 2. 7 :** Anomalie (champ simulé - les réanalyses NCEP) du géopotiel (dam) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

### 2.4.3 La circulation

La figure 2.8 nous montre la capacité du modèle à bien simuler la grandeur de même que la direction du vent horizontal sur l'ensemble du domaine. Les flèches bleues représentent le vent simulé et les flèches noirs, le vent issus des réanalyses NCEP. On remarque de grandes différences dans l'intensité et la direction du vent près du Groenland. Dans le secteur de la baie d'Hudson, le vent horizontal est très bien simulé par le modèle.



**Figure 2. 8 :** Anomalie de la circulation pour le mois de janvier 1994. Les flèches noirs représentent la circulation des réanalyses NCEP et les flèches bleues la circulation simulée. La vitesse (nœud) est indiquée par la longueur des vecteurs sur la légende.

#### 2.4.4 La précipitation

Concernant la précipitation, nous avons comparé le taux de précipitation totale simulé par le modèle NARCM à la surface avec celui provenant des réanalyses NCEP pour le mois de janvier 1994. Le modèle NARCM reproduit bien le patron des précipitations au-dessus de l'Atlantique. La position d'un maximum situé au sud-est de la Nouvelle-Angleterre de même qu'un maximum situé au sud du Groenland est bien reconstituée. La distribution spatiale du taux de précipitation simulée dans le secteur de la baie d'Hudson est également semblable avec les réanalyses soit une plus grande valeur en bordure est de la baie, de même qu'au niveau de la baie James (*voir fig. 1 et 2 : ANNEXE C*).

En conclusion, le modèle NARCM arrive à bien reproduire les champs climatiques provenant des réanalyses NCEP. Le modèle a toutefois de la difficulté à simuler correctement au-dessus des zones montagneuses étant donné le relief accidenté. Toutefois, dans le secteur

de la baie d'Hudson, le modèle reproduit bien l'ensemble des paramètres climatiques d'intérêts durant le mois de janvier 1994.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS ET ANALYSE

L'étude statistique présentée dans la méthodologie suggère qu'un ensemble de 10 simulations est suffisant pour calculer la statistique du modèle avec une confiance de 95 %. Dans cette projet, nous voulons tout d'abord analyser l'anomalie de la température pour identifier les zones probables où pourrait s'appliquer l'effet indirect de la rétroaction déshydratation - effet de serre. Il faut donc, en premier lieu, déterminer les régions où l'anomalie d'une variable donnée est statistiquement significative. Nous allons tout d'abord exposer brièvement une description des outils statistiques utilisés pour s'assurer de la validité des résultats.

En second lieu, nous allons présenter et analyser les résultats de l'étude de sensibilité du climat de la baie d'Hudson au scénario d'aérosols acides. Nous présenterons les variables nécessaires à la compréhension de ces résultats. Enfin, nous poursuivrons avec un résumé et une discussion de ces résultats.

#### 3.1 Détermination du domaine significatif

Dans cette section, nous présentons une étude statistique effectuée sur deux populations  $\Omega_1$  et  $\Omega_2$ . Nous calculons un intervalle de confiance pour la différence entre deux moyennes d'ensemble, en considérant une confiance de 95 % (où un niveau significatif ( $\alpha$ ) de 5 %). De plus, nous supposons que chaque population, à partir de laquelle est prélevé un échantillon (simulation) est caractérisée par une distribution normale. Les variances des deux populations,  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ , sont inconnues mais on suppose qu'elles sont égales.

Enfin, on considère que les deux échantillons sont prélevés indépendamment l'un de l'autre. Ces suppositions nous permettent de construire des intervalles de confiance et des tests d'hypothèses sur la différence entre deux moyennes. Par convention, dans cette étude, nous adopterons le terme «anomalie» pour désigner la soustraction de la moyenne de l'ensemble de référence à celle de l'ensemble perturbé ( $\bar{X}_{\text{per}} - \bar{X}_{\text{ref}}$ ) pour une variable  $X$  quelconque.

Construisons tout d'abord un intervalle de confiance dans laquelle l'anomalie rencontre ces suppositions. Les bornes de l'intervalle sont données par :

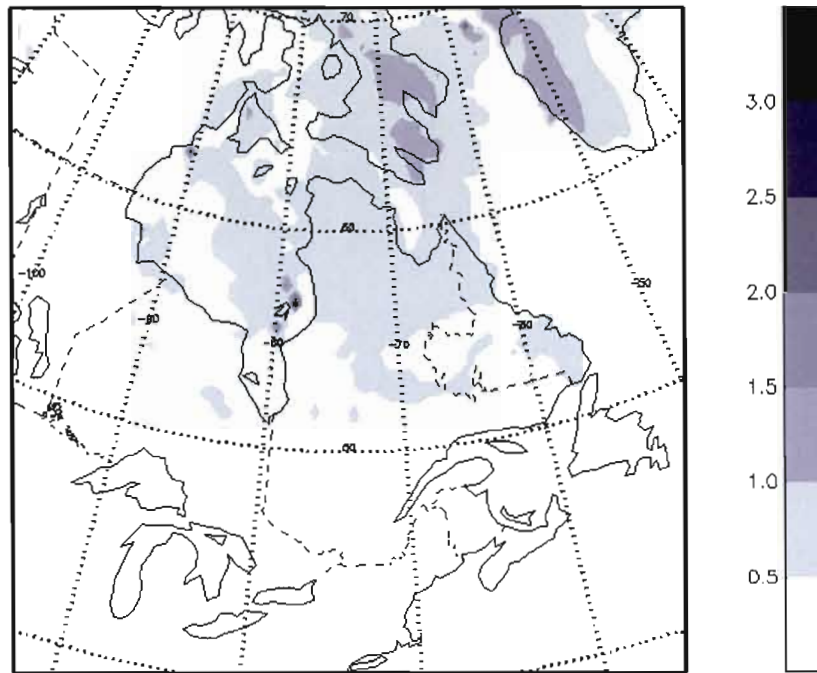
$$(\bar{X}_{\text{per}} - \bar{X}_{\text{ref}}) \pm \left[ t_{(n_{\text{ref}} + n_{\text{per}} - 2); \alpha/2} \right] \sqrt{\left( \frac{1}{n_{\text{ref}}} + \frac{1}{n_{\text{per}}} \right) \left( \frac{(n_{\text{ref}} - 1)S_{\text{ref}}^2 + (n_{\text{per}} - 1)S_{\text{per}}^2}{n_{\text{ref}} + n_{\text{per}} - 2} \right)}$$

Terme 1

Terme 2

La taille de l'échantillon, pour l'ensemble perturbé et l'ensemble de référence, est identifié par  $n_{\text{per}}$  et  $n_{\text{ref}}$  respectivement et est égale à dix. La valeur de la distribution «student», représentée par  $t_{(n_{\text{ref}} + n_{\text{per}} - 2)}$  pour un niveau significatif de  $\alpha/2$  est égale à 2,228. De plus, nous connaissons la variance corrigée des échantillons  $S_{\text{per}}^2$  et  $S_{\text{ref}}^2$ .

Nous illustrons dans la figure 3.1 ce résultat. On représente l'erreur (terme 2) en valeur absolu permettant de construire l'intervalle de confiance pour l'anomalie.



**Figure 3. 1 :** Erreur en valeur absolue (terme 2) de la température (°C) au niveau de l'abri, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

On remarque que l'erreur de la température au niveau de l'abri est relativement faible. Une erreur de 0 à 0,5 °C sur une grande surface du domaine est relevée puis augmente de 0,5 à 1,0 °C au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec à l'exception de valeurs ponctuelles plus élevées dans la portion est de la baie. Quant à l'Île de Baffin, l'erreur fluctue entre 1,0 et 1,5 °C. À partir de cette erreur calculée et en fonction de l'amplitude de l'anomalie, nous pouvons déterminer si l'anomalie est significative ou non significative au-dessus du domaine d'intégration. Pour ce faire, nous allons effectuer des tests d'hypothèses sur l'intervalle de confiance calculé précédemment.

### 3.1.1 Tests d'hypothèses

Le test d'hypothèse le plus usuel consiste à supposer que la différence entre deux moyennes est nulle soit :  $H_0 : \bar{X}_1 - \bar{X}_2 = 0$ . L'hypothèse nulle ( $H_0$ ) est équivalente à supposer l'égalité des deux moyennes. Une contre hypothèse ( $H_1$ ), serait de supposer que ;  $H_1 : \bar{X}_1 - \bar{X}_2 < 0$ ,

$H_1: \bar{X}_1 - \bar{X}_2 > 0$  où  $H_1: \bar{X}_1 - \bar{X}_2 \neq 0$ . En considérant ces hypothèses, nous pouvons construire des régions critiques propres à  $H_0$  et à  $H_1$ , *i.e* que nous pouvons identifier des secteurs où l'anomalie est statistiquement nulle et d'autres où l'anomalie est statistiquement non nulle.

L'hypothèse nulle est rejeté au niveau significatif 5 % lorsque la valeur hypothétique,  $\bar{X}_1 - \bar{X}_2 = 0$ , n'est pas comprise dans l'intervalle de confiance pour la différence de deux moyennes. Cependant, si l'intervalle de confiance possède un zéro, l'hypothèse nulle est valide.

Nous avons tout d'abord l'équation (2) permettant de déterminer la valeur de la distribution «student» en fonction de l'anomalie et de la variance corrigée des échantillons.

$$T = \frac{\bar{X}_{\text{per}} - \bar{X}_{\text{ref}}}{\sqrt{\left(\frac{1}{n_{\text{ref}}} + \frac{1}{n_{\text{per}}}\right) \left(\frac{(n_{\text{ref}}-1)S_{\text{ref}}^2 + (n_{\text{per}}-1)S_{\text{per}}^2}{n_{\text{ref}} + n_{\text{per}} - 2}\right)}} \quad (2)$$

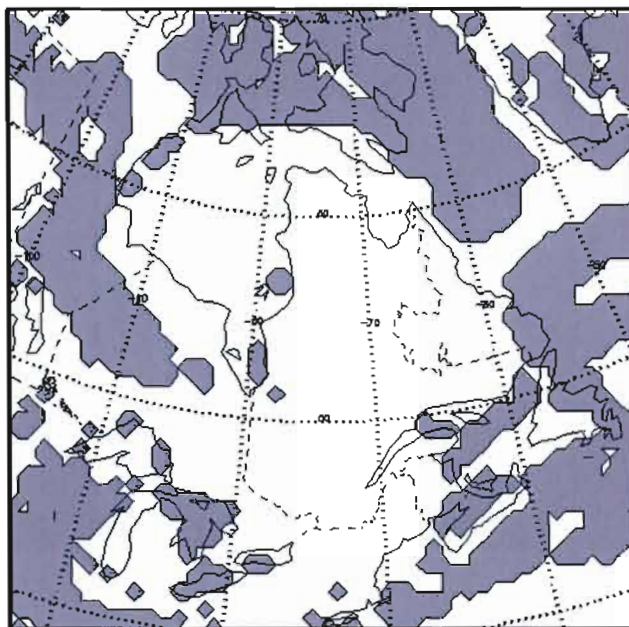
Lorsque que la valeur de la distribution (T) respecte les relations suivantes :  $T \leq t_{(n_{\text{ref}}+n_{\text{per}}-2);\alpha}$  et  $T \geq -t_{(n_{\text{ref}}+n_{\text{per}}-2);\alpha}$ , l'hypothèse nulle est confirmée. Ainsi, les conditions suivantes satisfont l'hypothèse  $H_0$  :  $\{-2,228 \leq T \leq 2,228\}$ . Dans ce cas, la valeur de la distribution est à l'intérieur de la gamme pour l'hypothèse nulle. Par conséquent, on suppose que l'anomalie est nulle et non significative pour les besoins de l'étude.

Lorsque l'erreur est plus faible en valeur absolue que l'anomalie, il n'y a pas de zéro dans l'intervalle de confiance 95 %. Les deux populations sont alors distantes et par conséquent, la différence entre les deux moyennes est statistiquement significative. Dans ce cas, la valeur de la distribution (T) est à l'extérieur de la gamme satisfaisant l'hypothèse nulle. Ainsi, la contre hypothèse ( $H_1$ ) est confirmée lorsque nous avons les conditions suivantes :  $\{T < -2,228\}$  et



$\{T > 2,228\}$ . Dans ce second scénario, nous supposons que l'anomalie est non nulle et qu'elle est significative.

Ces critères pour déterminer les régions critiques nous ont permis d'illustrer les zones où l'anomalie est significative et les zones où l'anomalie est non significative. La figure 3.2 illustre ce résultat au-dessus du domaine d'intégration pour la température au niveau de l'abri. Les zones blanches indiquent une anomalie significative et les zones grises une anomalie non significative. Nous sommes maintenant en mesure d'étudier l'anomalie de la température dans le secteur de la baie d'Hudson.

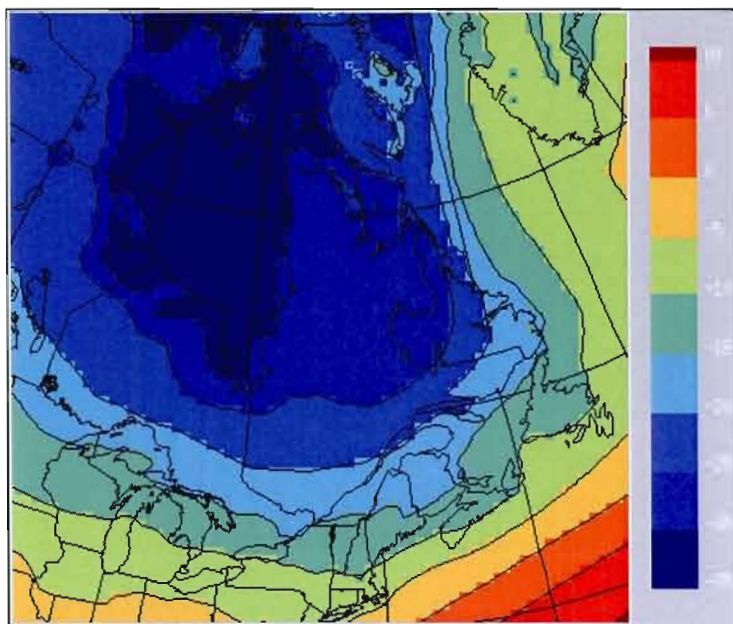


**Figure 3. 2 :** Zones où l'anomalie de la température au niveau de l'abri est significative (en blanc) et non significative (en gris).

### 3.2 Scénario climatique de référence

Durant le mois de janvier 1994, la baie d'Hudson est caractérisée par des températures très froides, de l'ordre de  $-31^{\circ}\text{C}$  à  $-34^{\circ}\text{C}$  au niveau 1000 hPa. L'air froid est drainé de la région arctique par des vents très forts du secteur NO au niveau 1000 hPa et devenant NNO à 700 hPa. Le couvert de glace de mer recouvre entièrement la baie et permet l'établissement de la

masse d'air arctique dans ce secteur. Nous constatons en effet un faible gradient horizontal de la température au-dessus de la baie et une humidité spécifique très faible soit inférieure à  $6 \times 10^{-4}$  kg/kg.



**Figure 3. 3 :** Température à 1000 hPa (°C) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration (cas de référence).

Par conséquent, nous retrouvons un fort gradient latitudinale de la température au sud du Canada et au nord-est des États-Unis auquel est associé le courant-jet. En effet, nous remarquons un fort écoulement zonal d'ouest en est (*voir* fig. 1 : ANNEXE D). Celui-ci est bien développé et nous constatons la présence d'une dépression centrée au-dessus du Nord du Québec associée au creux dans le courant-jet. La courbure positive de l'écoulement zonale (creux dans le courant-jet), de même que le cisaillement négatif du vent horizontal en se dirigeant vers le nord favorise le tourbillon relatif positif (Bluestein, 1992). Cela explique la persistance de dépressions dans le secteur de la baie d'Hudson et du nord du Québec. Le tourbillon relatif à 850 hPa dans ces secteurs varie de  $2 \times 10^{-5}$  à  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  en moyenne durant le mois et le couvert nuageux total durant le mois de janvier est supérieur à 93 %. Les nuages sont en quantité plus importante au niveau 1000 hPa avec un couvert moyen supérieur à 83 % pour la quasi-totalité de la baie d'Hudson et dans le Nord du Québec. L'analyse du

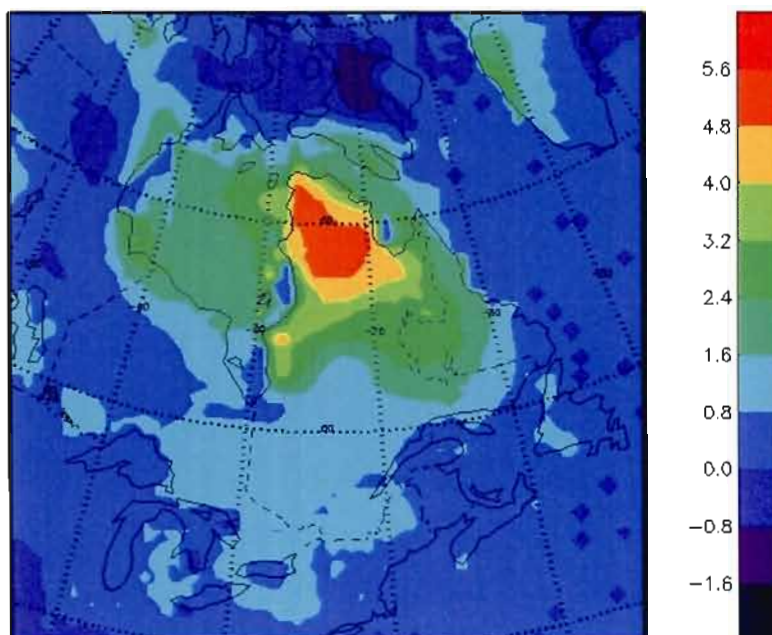
tourbillon relatif indique une valeur mensuelle moyenne de  $2,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  à  $3,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  centrée au-dessus de la baie et du Nord du Québec à 700 hPa. Enfin, le géopotentiel à 500 hPa indique un minimum au-dessus de l'est de la baie, du Nord du Québec ainsi qu'au sud de l'Île de Baffin. Les figures illustrant les paramètres climatiques du scénario de référence peuvent être retrouvées dans l'annexe d.

### 3.3 Sensibilité du climat de la baie d'Hudson

Nous allons maintenant présenter les résultats de l'étude de sensibilité soit la modification du climat de la région de la baie d'Hudson dans un scénario d'aérosols acides de même que leurs interprétations. Ils nous permettront d'étudier l'applicabilité potentielle de l'effet indirect de la RDES dans ce secteur. Nous présenterons les anomalies des paramètres climatiques entre le scénario perturbé et le scénario de référence en respectant la convention exposée dans la section 3.1, de même que les valeurs des ensembles de référence et perturbé nécessaires à la compréhension de ces résultats.

#### 3.3.1 Modification de la température

La figure 3.4 illustre l'anomalie de la température à la surface. L'augmentation de la température à la surface de la baie d'Hudson est considérable et atteint un maximum dans le secteur du Nord du Québec.

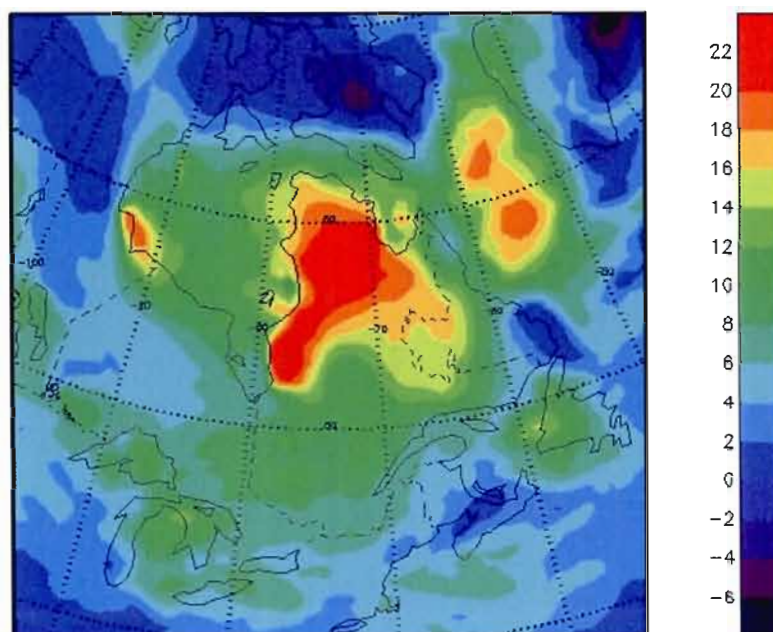


**Figure 3. 4 :** Anomalie de la température à la surface (°C) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

La température augmente de 1,6 °C dans l'ouest de la baie d'Hudson et jusqu'à 3,2 °C en bordure est de la baie. De petites zones situées en bordure est et ouest de la baie sont caractérisées par un faible réchauffement de l'ordre de 0 à 0,8 °C mais ces anomalies ne sont pas significatives selon l'étude statistique effectuée précédemment. Le réchauffement s'accroît au-dessus du Nord du Québec et atteint près de 5,6 °C en moyenne durant le mois de janvier. Nous déterminerons à partir de maintenant le «domaine d'intérêt» comme étant la région où l'anomalie de la température à la surface est supérieure à 1,5 °C. La définition d'une telle zone permettra d'étudier les relations entre les différents paramètres climatiques pour le secteur caractérisé par le réchauffement. Quant au secteur de l'Île de Baffin, il présente une anomalie négative de la température soit un refroidissement de 1,6 °C et correspond à une zone où l'anomalie de la température est statistiquement significative selon l'étude statistique effectuée précédemment.

Le flux infrarouge à la surface est également affecté. L'anomalie du flux infrarouge reçu à la surface (fig. 3.5), augmente de 14 W/m<sup>2</sup> en moyenne au-dessus du domaine d'intérêt. Le flux infrarouge reçu à la surface augmente de 8 à 17 W/m<sup>2</sup> au-dessus de la baie.

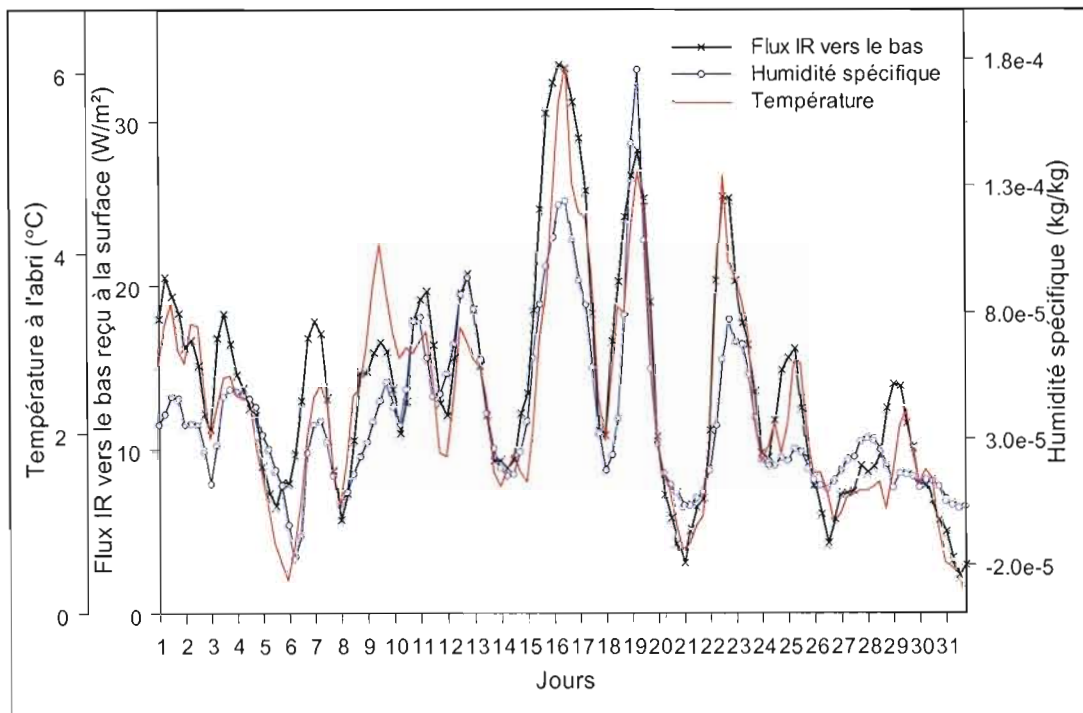
L'augmentation maximale, de l'ordre de 17 à 24 W/m<sup>2</sup>, se produit dans le Nord du Québec où est constaté le réchauffement maximal.



**Figure 3.5 :** Anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface (W/m<sup>2</sup>) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

L'évolution temporelle des températures (fig. 3.6) durant le mois de janvier montre qu'elles sont toujours plus élevées dans le scénario acide au-dessus du domaine d'intérêt (ligne en rouge). Une anomalie maximale de 6,1 °C est relevée vers le 16 janvier alors que l'anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface atteint près de 33 W/m<sup>2</sup>. L'anomalie de l'humidité spécifique est de plus très bien corrélée avec celle de la température et du flux infrarouge reçu à la surface tout au long du mois. On remarque de nombreuses fluctuations des anomalies de la température, de l'humidité spécifique et du flux infrarouge reçu à la surface durant le mois. Ces fluctuations ont une certaine périodicité et dénote probablement l'action d'un processus récurant où la combinaison de plusieurs processus atmosphériques. Nous verrons dans les prochaines sections les explications de ces fluctuations.



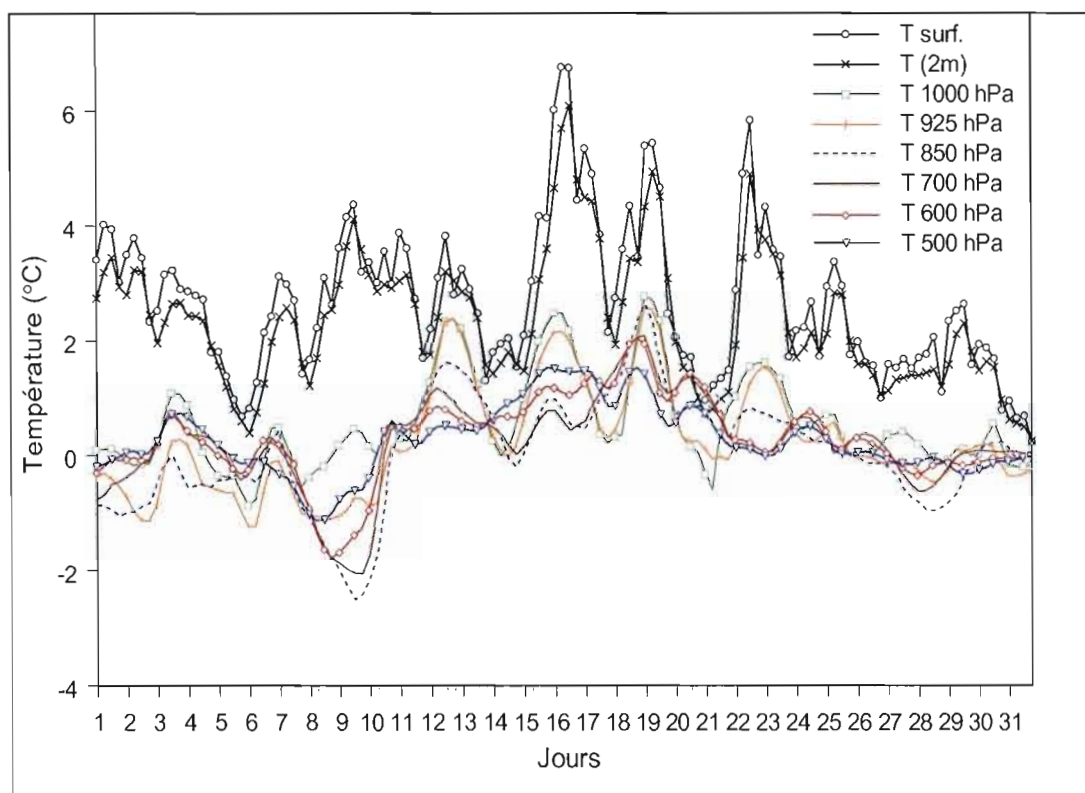


**Figure 3. 6 :** Moyenne spatiale de l'anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ), de la température ( $^{\circ}\text{C}$ ) et de l'humidité spécifique ( $\text{kg/kg}$ ) à l'abri, durant le mois de janvier 1994, au dessus du domaine d'intérêt.

Durant la période hivernale, le secteur de la baie d'Hudson est caractérisé par une insolation faible mais présente. Par conséquent, cette dernière ne peut être négligée comme dans le cas de la région arctique. Le couvert de glace de mer dans la baie d'Hudson est complet durant le mois de janvier. Il permet l'accumulation de la neige à sa surface soit de 0 à 40 cm dans le centre de la baie, et atteignant 1,2 m près du littoral. La baie possède donc un albédo élevé. Ainsi, une grande fraction du rayonnement solaire incident est rétrodiffusée. La modification de la température en surface provient essentiellement de la perturbation du bilan infrarouge. En effet, on remarque que la fluctuation de la température au niveau de l'abri est intimement liée à celle du flux infrarouge reçu à la surface, soit un coefficient de corrélation ( $R$ ) égale à 0,92.

Contrairement à l'analyse de l'anomalie de la température à la surface et au niveau de l'abri, les anomalies des niveaux supérieurs ne sont pas toujours positives. En effet, on peut remarquer sur la figure 3.7 que durant les 10 premiers jours de janvier l'ensemble des

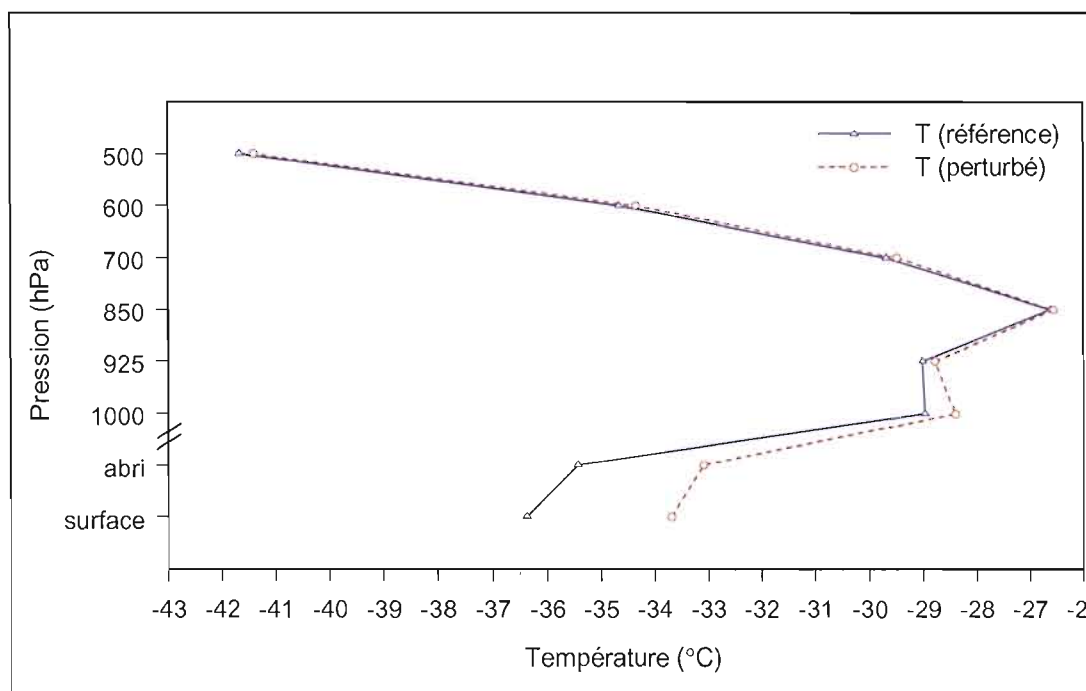
niveaux de pressions est caractérisé par des anomalies négatives et positives. Quant à la période du 10 au 25 janvier, les anomalies sont positives pour l'ensemble des niveaux. Enfin, après le 25 janvier, des anomalies positives et négatives sont encore relevées.



**Figure 3. 7 :** Moyenne spatiale de l'anomalie de la température à la surface et selon le niveau de pression (°C) durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

Cependant, en moyenne au-dessus du domaine d'intérêt, les anomalies de températures sont positives pour les niveaux 1000 à 400 hPa puis deviennent légèrement négatives pour la partie supérieure. La tendance net étant un réchauffement de l'atmosphère lors d'un scénario d'aérosol caractérisé par la présence d'acide sulfurique. La figure 3.8 illustre le profil vertical de la moyenne spatiale de la température mensuelle au-dessus du domaine d'intérêt et ce pour le scénario de référence et le scénario acide. Il est intéressant de constater qu'il y a une inversion de température de la surface jusqu'au environ du niveau 1000 hPa soit une épaisseur d'environ 920 m. Selon la définition de Kahl (1990) et Kahl *et al.* (1992), cela

correspond environ à l'épaisseur typique moyenne des inversions de température en Arctique durant la période hivernale.



**Figure 3. 8 :** Moyenne spatiale du profil vertical de la température pour le mois de janvier 1994 dans le scénario de référence et le scénario perturbé, au-dessus du domaine d'intérêt. Les deux segments parallèles, croisant l'axe des y, indiquent une brisure d'échelle entre le niveau de l'abri (2 m) et les niveaux de pressions.

L'augmentation moyenne de la température au-dessus du domaine d'intérêt est supérieure en surface soit de 2,7 °C. Le réchauffement plus important de la surface se fait également sentir au niveau de l'abri alors qu'une anomalie positive de 2,4 °C y est constatée. La neige absorbe de façon efficace le rayonnement infrarouge. Elle se comporte comme un corps noir et par conséquent se réchauffe. De plus, par contact, la neige réchauffe l'air près de la surface. Cela permet d'expliquer l'augmentation accrue de la température près de la surface. Au niveau 1000 hPa, l'augmentation est de 0,6 °C, telle qu'illustrée ci-dessus, puis diminue graduellement pour devenir nulle au environ de 400 hPa. Ainsi, le réchauffement se produit préférentiellement dans la basse troposphère. De plus, il semble cumulatif en se dirigeant vers la surface. Cela est cohérent puisque les couches atmosphériques qui émettent davantage de

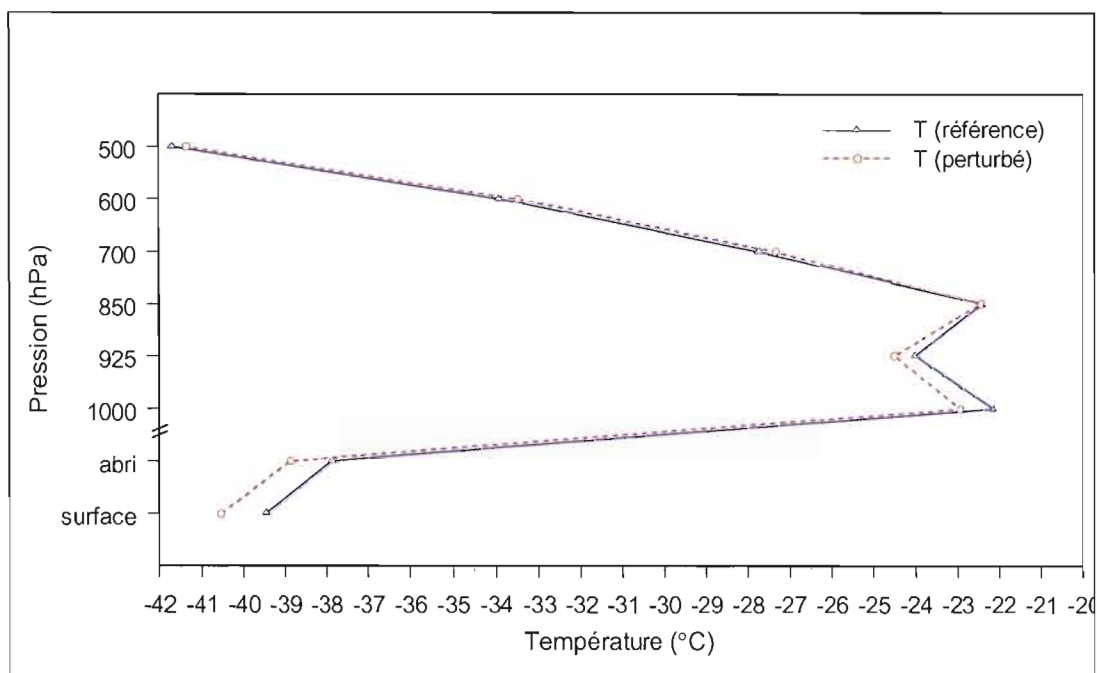


rayonnement infrarouge vers le bas, dans le scénario acide, voient leur contribution s'additionner lorsqu'on se déplace vers la surface. Par la suite, l'augmentation de la température s'atténue progressivement (l'air absorbe moins bien le rayonnement infrarouge et par conséquent se réchauffe moins que la surface).

La sensibilité du climat de la baie d'Hudson, au scénario d'aérosols acides que nous avons conduit dans ce projet, indique que l'effet indirect de la rétroaction déshydratation - effet de serre (Blanchet et Girard, 1995) ne s'applique pas dans cette région pour le mois simulé. Nous constatons, à l'opposé des résultats anticipés, un réchauffement du climat dans ce secteur. Cependant, nous constatons un refroidissement de la basse troposphère au-dessus de l'Île de Baffin. Nous allons voir dans la prochaine section comment cette zone de refroidissement pourrait affecter le climat de la baie d'Hudson.

#### 3.3.1.1 Refroidissement dans le secteur de l'Île de Baffin et hypothèse

Tout d'abord, nous constatons un refroidissement de 0,8 à 1,6 °C à la surface de l'Île et de 0,4 à 1,4 °C au niveau de l'abri, dans le scénario d'aérosols acides. Ce refroidissement est statistiquement significatif et se poursuit jusqu'au niveau 850 hPa tel qu'illustré dans la figure 3.9, puis augmente dans les niveaux supérieurs. Il est à noter que la fluctuation de la température près de la surface est expliquée à 95 % par la variation du flux infrarouge reçu à la surface et est reliée à la glace de nuage ( $R = 0,82$ ), à l'anomalie du couvert nuageux entre 600 et 500 hPa ( $R = 0,70$  à  $0,73$ ), de même qu'à celle de l'humidité de l'air.



**Figure 3. 9** : Moyenne spatiale du profil vertical de la température pour le mois de janvier 1994 dans le scénario de référence et le scénario perturbé, au-dessus de l'île de Baffin. Les deux segments parallèles, croisant l'axe des y, indiquent une brisure d'échelle entre le niveau de l'abri (2 m) et les niveaux de pressions.

Nous constatons une augmentation des précipitations au-dessus de l'île d'environ 6,67 E-8 kg/m<sup>2</sup>s (0,01 mm/jour) en moyenne durant le mois et atteint jusqu'à 7 mm/jour lors de certains épisodes. Cette augmentation est attribuable à l'augmentation du couvert nuageux en surface et se traduit par une augmentation de la neige accumulée au sol. Le refroidissement radiatif près de la surface augmente les conditions de sursaturations. Il permet une augmentation de la nucléation de la phase liquide et conséquemment du couvert nuageux près de la surface. Quant au couvert nuageux total, celui-ci diminue de 3 % alors que la fraction nuageuse diminue de 5 à 15 % entre les niveaux 850 et 150 hPa. L'altération du couvert nuageux est caractérisée par une réduction de la quantité de la glace de nuage et une augmentation de l'eau liquide près de la surface.

Le contenu en eau liquide augmente de 10 g/m<sup>2</sup> dans la colonne soit une augmentation de 50 à 70 %. Quant à la glace, elle diminue en moyenne de 5 g/m<sup>2</sup> au-dessus de l'île (25 à 53 %). Malgré le bilan positif de l'eau et de la glace de nuage dans le scénario acide, les

conditions d'humidité de la masse d'air sont grandement affectées. En effet, l'humidité spécifique diminue à la surface, ainsi que pour l'ensemble des niveaux supérieurs. Le scénario acide présente une réduction de 190 à 270 g/m<sup>2</sup> de la vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique soit une diminution relative de 11 à 14 %.

Ainsi, le contenu en eau totale<sup>4</sup> (voir fig. 6 et 7 : ANNEXE D) dans l'atmosphère se traduit par une réduction nette de 200 à 268 g/m<sup>2</sup> au-dessus de l'Île de Baffin soit une réduction de 9 à 15 %. Cette diminution de la quantité d'eau dans la colonne résulte en une augmentation du flux d'eau vers la surface et produit une déshydratation de l'atmosphère. Comme nous l'avons mentionné précédemment, la déshydratation se traduit par une diminution de l'effet de serre dans la basse troposphère et l'atmosphère devient plus transparente au rayonnement de grande longueur d'onde. Le flux infrarouge vers le bas reçu à la surface diminue de 3,2 W/m<sup>2</sup> en moyenne au-dessus de l'Île de Baffin. Ainsi, la haute troposphère se réchauffe au détriment de la basse troposphère en absorbant le rayonnement infrarouge en provenance de la surface tel qu'illustré par la figure 3.9. De tels résultats sont en accord avec ceux obtenus par Blanchet et Girard (1995) et semble associés à l'effet de la RDES.

Nous proposons une hypothèse pour expliquer le réchauffement du climat dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec : *le refroidissement au-dessus de l'Île de Baffin renforce la zone barocline et cause une modification de la circulation dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec.*

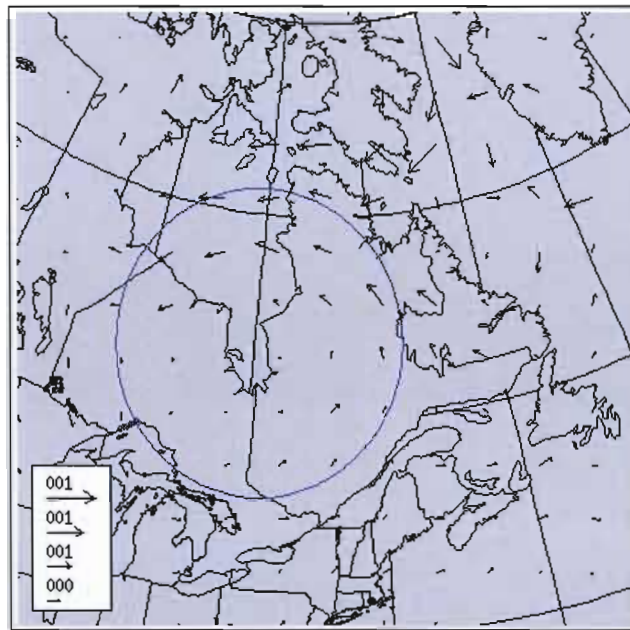
### 3.3.2 Modification de la circulation

L'anomalie de la circulation de l'air à 850 hPa au-dessus du domaine indique une cyclonisation de la circulation centrée au-dessus de la baie James. Cette anomalie est statistiquement significative pour les secteurs du sud du Québec et des Grands Lacs, c'est à dire d'où proviennent une grande partie des sources de chaleur et d'humidité (zones blanches :

---

<sup>4</sup> Le contenu en eau totale dans la colonne atmosphérique représente la somme intégrée à la verticale de l'humidité, de l'eau de nuage et de la glace de nuage.

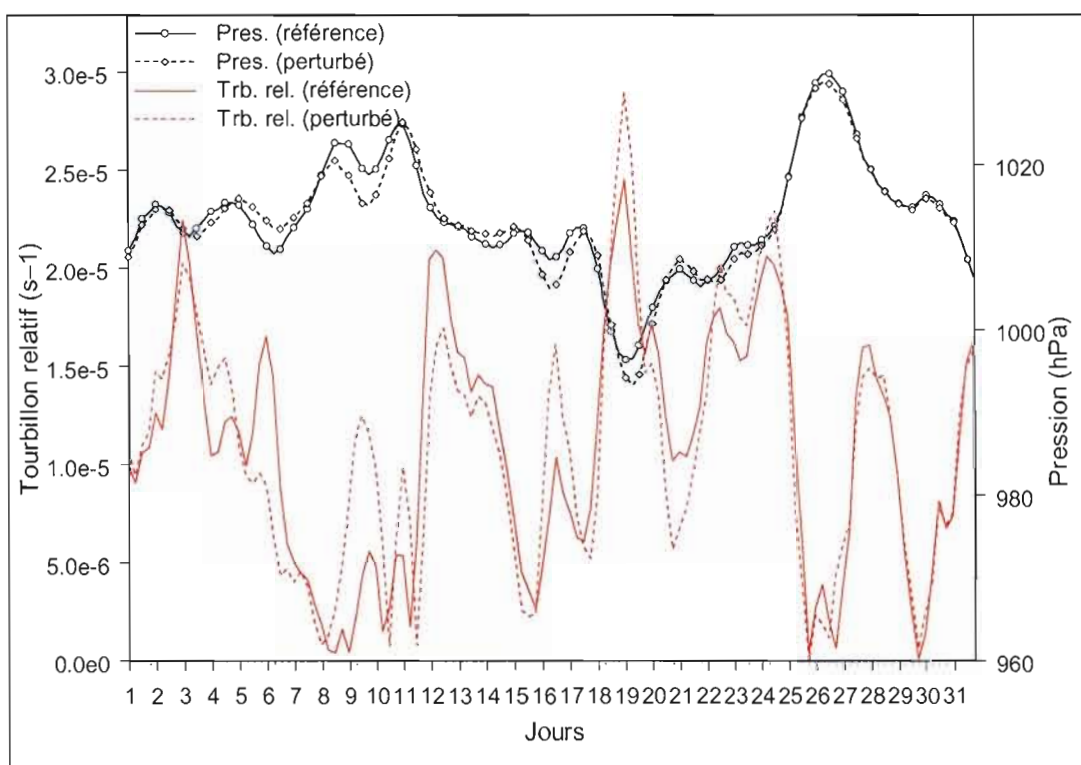
voir fig. 14 : ANNEXE D). Cette anomalie est illustrée dans la figure 3.10 et est également identifiée sur une importante couche de l'atmosphère. En effet, l'anomalie du tourbillon relatif entre 1000 et 500 hPa est très bien corrélée ( $R = 0,68$  à  $0,96$ ). Cette cyclonisation est caractérisée par une baisse de la pression au niveau de la mer. Quant au géopotentiel à 500 hPa, celui-ci augmente de 10 à 110 mètres au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec en raison du réchauffement de l'atmosphère dans cette région. Puisque les vents sont du secteur N à NO en moyenne au-dessus de la baie d'Hudson durant le mois de janvier 1994, cette anomalie a un impact considérable sur le climat de cette région. Nous verrons dans les prochaines sections comment sont affectés les différents paramètres climatiques de la baie d'Hudson et du Nord du Québec par cette anomalie de la circulation. Nous avons vu précédemment, que la baie d'Hudson et le Nord du Québec subissent un réchauffement important de la température.



**Figure 3. 10 :** Anomalie de la vitesse (nœud) et de la direction des vents au niveau 850 hPa, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

### 3.3.2.1 Anomalie du tourbillon

L'analyse du tourbillon relatif indique une mesure de la rotation dans un fluide et est un excellent outil pour l'analyse des conditions météorologiques. À l'échelle synoptique, nous nous intéressons à la composante verticale du tourbillon. On remarque que pour le scénario de référence, le tourbillon est positif pour tout le mois de janvier et par conséquent il y a présence d'une activité cyclonique tout au long du mois (fig. 3.11). Dans le scénario acide, la fréquence des dépressions est essentiellement la même ; seul leur intensité varie.



**Figure 3. 11 :** Moyenne spatiale du tourbillon relatif à 850 hPa ( $s^{-1}$ ) et de la pression au niveau de la mer (hPa) pour le scénario de référence et le scénario perturbé, durant le mois de janvier 1994 au-dessus du domaine d'intérêt.

En effet, certaines périodes sont caractérisées par une augmentation de l'activité cyclonique et d'autres par un affaiblissement de l'activité au-dessus du domaine d'intérêt. Les périodes pendant lesquelles surviennent ces fluctuations sont présentées dans le tableau 3.1.

En moyenne, le tourbillon relatif positif augmente durant le mois de janvier de 1000 à 850 hPa. Cette augmentation est de l'ordre de  $5,15 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$  à  $7,63 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$  pour ces niveaux. De plus, l'anomalie du tourbillon relatif pour les niveaux 1000 à 500 hPa varie essentiellement de la même façon durant tout le mois de janvier. La corrélation négative de l'anomalie du tourbillon relatif à 850 hPa avec celle de la pression au niveau de la mer est élevée ( $R = -0,85$ ). En effet, la pression au niveau de la mer diminue lors des périodes de cyclonisation et augmente lors de l'affaiblissement de l'activité cyclonique.

**Tableau 3. 1**

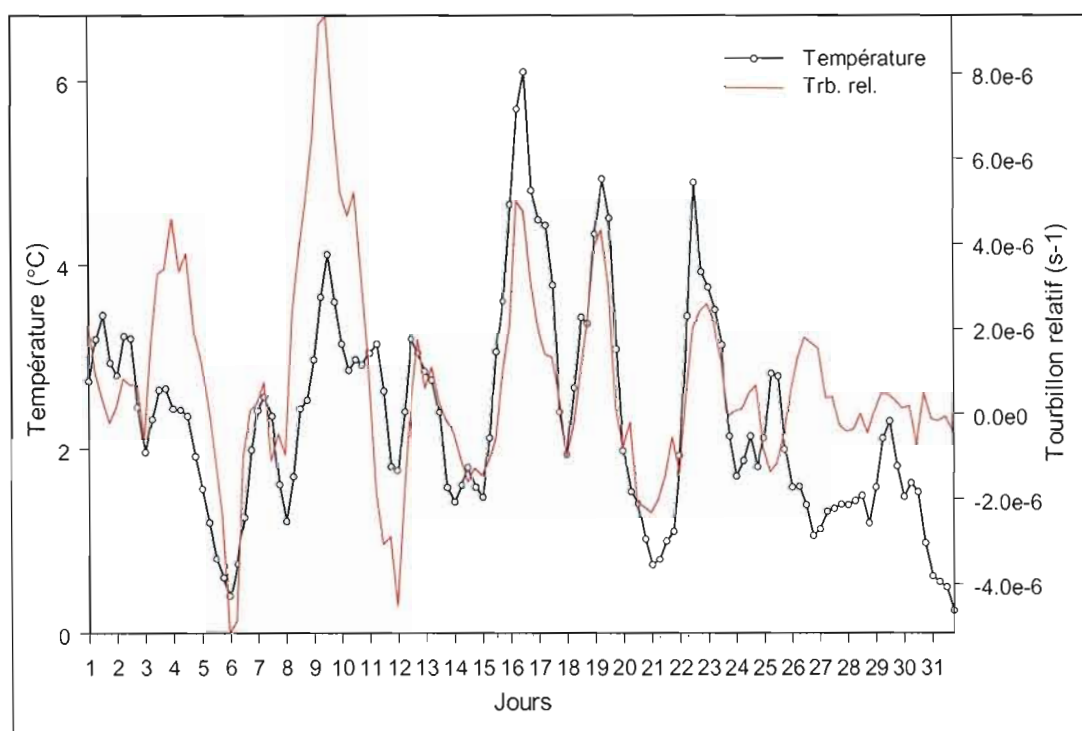
Périodes pendant lesquelles surviennent une intensification et un affaiblissement de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt pendant le mois de janvier 1994 (les périodes en gras indiquent des fluctuations plus importantes).

<b>Anomalie de l'Activité cyclonique</b>	
Intensification	Affaiblissement
1 janv. 00 Z – 2 janv. 18 Z	<b>5 janv. 00 Z – 8 janv. 00 Z</b>
3 janv. 18 Z – 5 janv. 00 Z	<b>11 janv. 12 Z – 16 janv. 00 Z</b>
<b>8 janv. 00 Z – 11 janv. 12 Z</b>	17 janv. 12 Z – 18 janv. 12 Z
<b>16 janv. 00 Z – 17 janv. 12 Z</b>	<b>19 janv. 18 Z – 22 janv. 06 Z</b>
<b>18 janv. 12 Z – 19 janv. 18 Z</b>	
22 janv. 06 Z – 25 janv. 00 Z	

Il est intéressant d'établir un lien entre la fluctuation de la température près de la surface et celle du tourbillon (fig. 3.12). Lorsque l'activité cyclonique augmente, la température au niveau de l'abri augmente. Cela est causé par l'activité cyclonique plus intense permettant un transport de la chaleur plus important à partir des régions sud-canadiennes mais surtout par un couvert nuageux plus important lors de ces périodes de cyclonisation, comme nous le verrons un peu plus loin. Le coefficient de corrélation entre le tourbillon relatif à 1000 hPa et la température au niveau de l'abri est égal à 0,59.

La fluctuation de la température à 1000 hPa en fonction de l'anomalie du tourbillon au même niveau est beaucoup plus faible ( $R = 0,27$ ). La variation de température ne semble pas

être causée par l'advection de température car si c'était le cas, la température à 1000 hPa serait également bien corrélée avec le tourbillon au même niveau. L'humidité et le couvert nuageux plus important est l'explication plus plausible pour justifier l'augmentation de la température dans le scénario acide. L'humidité spécifique est corrélée à 60 % avec le tourbillon au même niveau et explique l'apport supplémentaire d'humidité lors des périodes d'augmentation de l'activité cyclonique.

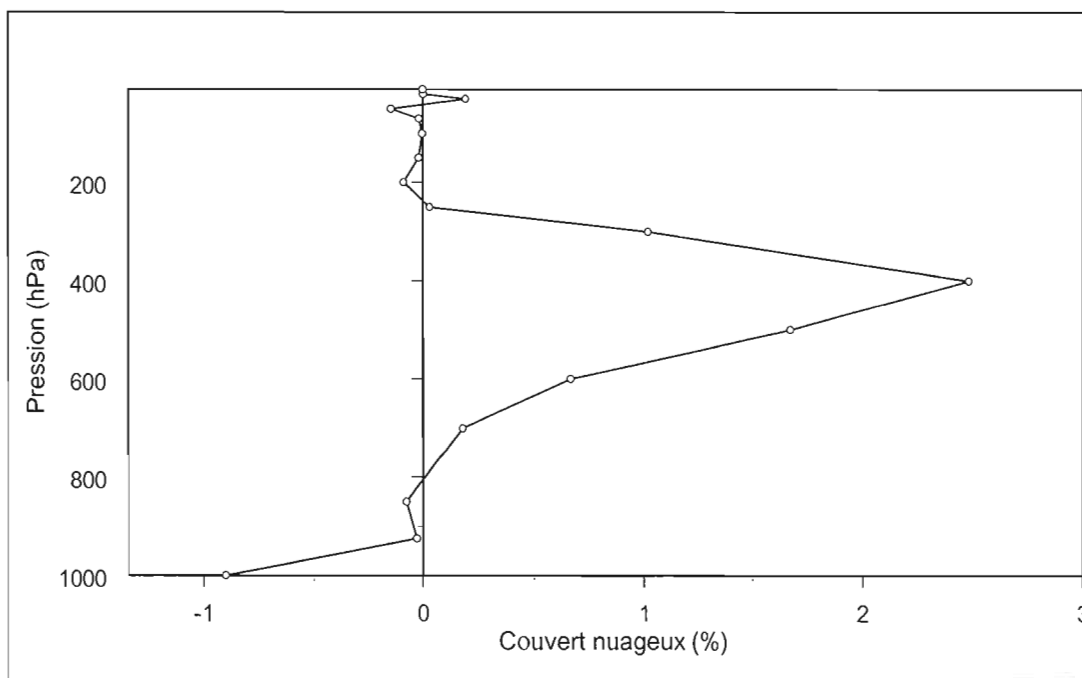


**Figure 3. 12 :** Moyenne spatiale de l'anomalie du tourbillon relatif à 1000 hPa ( $s^{-1}$ ) et de la température au niveau de l'abri durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

La modification de l'intensité de l'activité cyclonique durant le mois de janvier se traduit par une modification des paramètres des nuages tels que la fraction du couvert nuageux, le contenu en eau liquide, le contenu en glace et le taux de précipitation. Nous allons voir dans les prochaines sections comment les périodes d'intensifications et d'affaiblissements de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt affectent ces paramètres.

### 3.3.3 Modification du couvert nuageux

L'anomalie relative du couvert nuageux total pour le mois de janvier indique que celui-ci augmente de 2,8 % au-dessus du domaine d'intérêt (baie d'Hudson et Nord du Québec). Le profil vertical de l'anomalie du couvert nuageux au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec est illustré par la figure 3.13. Le couvert nuageux diminue de 1000 à 850 hPa lors du scénario acide mais celui-ci possède une plus grande masse d'hydrométéores. À 925 et à 850 hPa, une anomalie négative de la couverture nuageuse est présente au-dessus du centre de la baie et une anomalie positive est identifiée à l'est de la baie et dans le Nord du Québec. La distribution spatiale de cette anomalie mensuelle suggère que l'anomalie négative du couvert nuageux dans la portion centre de la baie provient de la modification de la circulation qui permet un apport d'air accru depuis le nord dans ce secteur. À l'opposé, la couverture nuageuse est plus importante au-dessus du Nord du Québec soit dans le secteur nord-est de la cyclonisation.



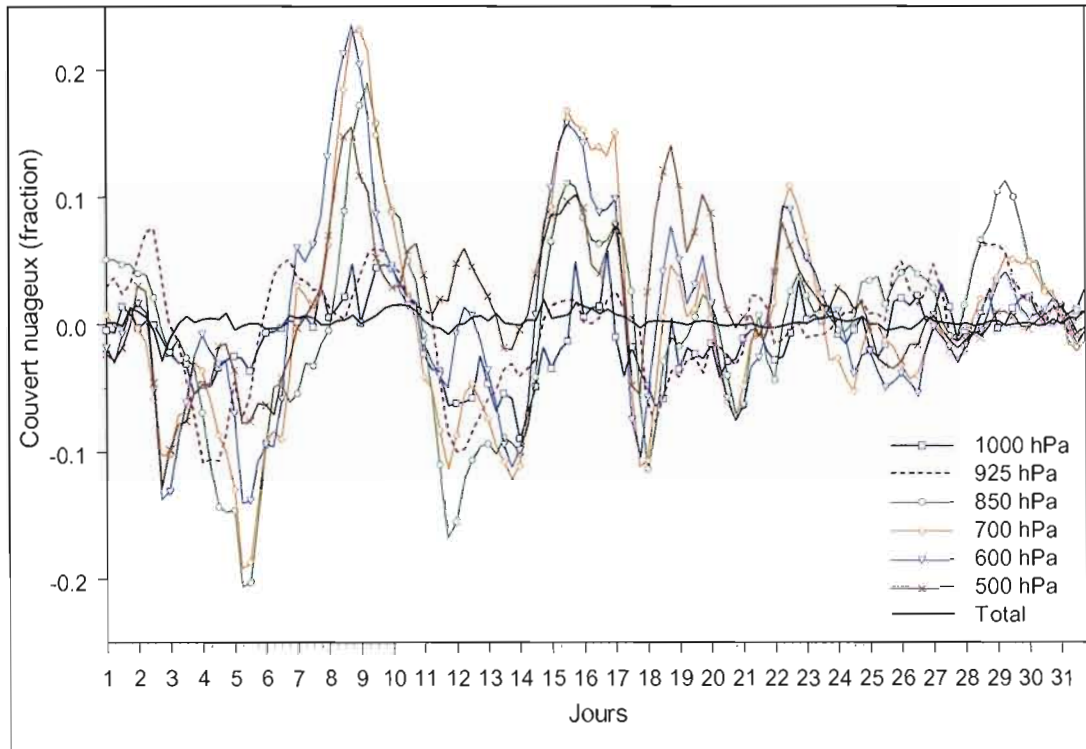
**Figure 3.13 :** Moyenne spatiale de l'anomalie du profil vertical du couvert nuageux (fraction) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.



Pour les niveaux supérieurs, soit de 700 jusqu'à 250 hPa, l'anomalie mensuelle de la fraction nuageuse au-dessus du domaine d'intérêt est positive et maximale au niveau 400 hPa avec 2,5 %. Ce profil de l'anomalie de la couverture nuageuse est en accord avec l'augmentation de la glace et de l'eau du nuage entre 700 et 250 hPa tel que nous le verrons un peu plus loin. À 700 hPa, une anomalie positive de la couverture nuageuse est relevée dans l'est de la baie et le Nord du Québec et une anomalie négative est identifiée au centre de la baie associé au flux d'air plus important en provenance du nord. Quant aux niveaux supérieurs (600, 500 et 400 hPa) l'anomalie est positive sur l'ensemble de la baie et du Nord du Québec.

Une analyse de la corrélation entre l'anomalie de la couverture nuageuse et l'anomalie de l'eau et de la glace du nuage (*voir* sect. 3.3.4) révèle que les fluctuations des nuages de 700 à 300 hPa sont principalement attribuable à la variation du contenu en glace ( $R = 0,59$  à  $0,90$ ) aux mêmes niveaux.

L'analyse de l'évolution temporelle de l'anomalie du couvert nuageux à plusieurs niveaux de l'atmosphère permet de mettre en évidence la relation entre celui-ci et l'intensité de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt. Fait intéressant, les anomalies négatives et positives des nuages pour l'ensemble des niveaux atmosphériques (fig. 3.14) sont bien corrélées avec les fluctuations de l'activité cyclonique. En effet, les périodes de grandes augmentations du couvert nuageux ; 7 – 11 janv, 15 – 17 janv., 18 – 20 janv., et du 22 au 24 janvier sont associés à une augmentation de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt. Puis les périodes caractérisées par un couvert nuageux plus faible sont associées aux périodes d'affaiblissement de l'activité cyclonique (*voir* tableau 3.1).



**Figure 3. 14 :** Moyenne spatiale de l'anomalie de la couverture nuageuse (en fraction) selon le niveau de pression durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

Tout d'abord, on constate que les nuages situés aux niveaux 850, 700, 600 et 500 hPa présentent les anomalies les plus fortes. En effet, une réduction de la fraction du couvert nuageux de près de 20 %, de même qu'une augmentation de 24 % de la fraction sont constatées. Les nuages des niveaux inférieurs (1000 et 925 hPa) sont affectés d'une réduction maximale de 11 % et d'une augmentation de 8 % de leur fraction.

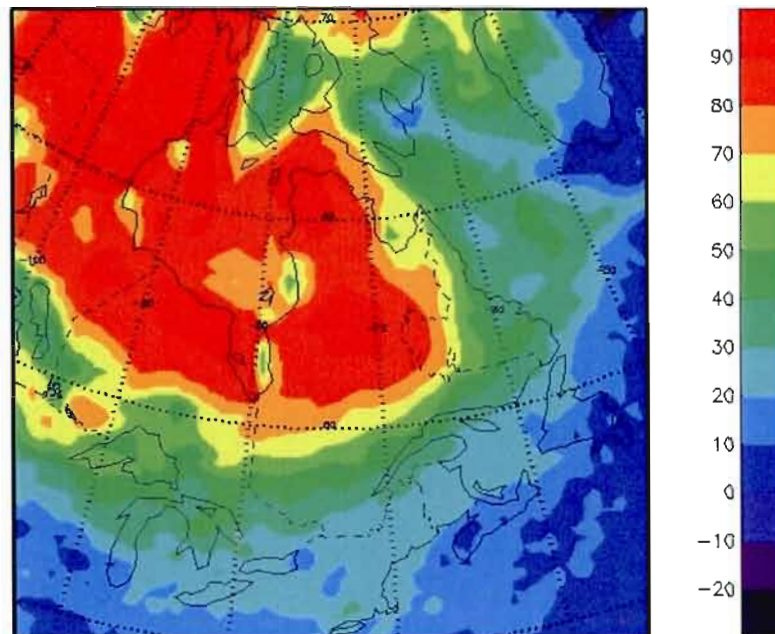
Nous avons vu que le couvert nuageux augmente en moyenne durant le mois de janvier au-dessus du domaine d'intérêt. De plus, nous avons constaté que la diminution et l'augmentation du couvert nuageux étaient respectivement reliées à l'affaiblissement et l'intensification de l'activité cyclonique dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec. Nous allons voir dans la section 3.3.4 comment cela se traduit en terme de contenu en glace (CEG) et de contenu en eau liquide (CEL) dans les nuages.

### 3.3.3.1 L'humidité de l'air

On constate une différence dans le signe de l'anomalie de l'humidité spécifique selon les couches atmosphériques considérées. En effet, de 1000 à 850 hPa l'humidité spécifique augmente au-dessus du Nord du Québec et diminue dans le centre et l'ouest de la baie et ce surtout au niveau 925 et 850 hPa. L'humidité relative diminue également au-dessus du centre de la baie au niveau 925 et 850 hPa. Cela permet d'expliquer la diminution du couvert nuageux dans le centre de la baie pour ces niveaux. La diminution est due à l'influx d'air du nord plus prononcé en raison de la cyclonisation dans ce secteur. L'air en provenance de l'Arctique est moins humide que celui en provenance des régions sud-canadiennes. Une diminution légère de la température dans l'ouest de la baie est également relevée pour le niveau 850 hPa soit de - 0,1 à -0,2 °C. Puis, pour les niveaux supérieurs à 850 hPa, l'humidité spécifique et relative augmente au-dessus de l'ensemble du domaine d'intérêt. La sursaturation est ainsi plus importante pour ces niveaux atmosphériques.

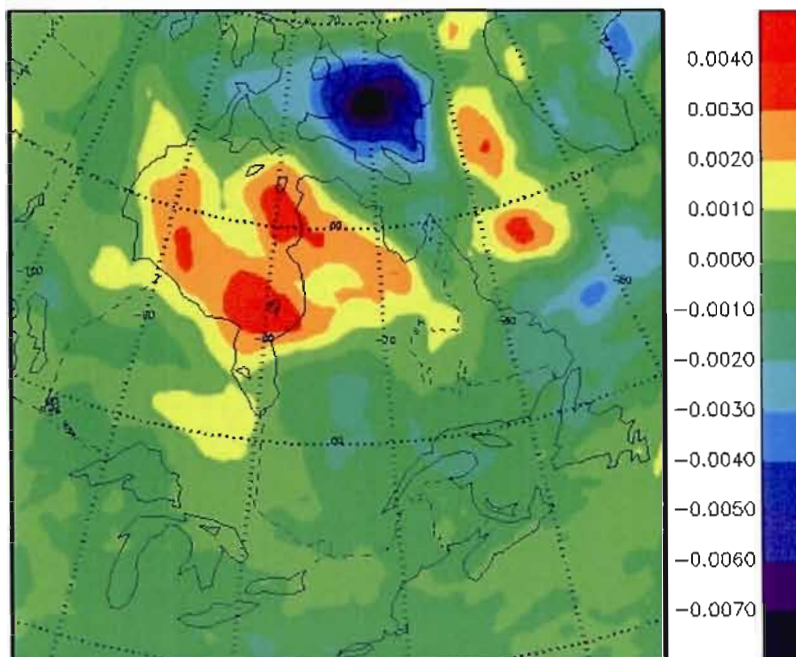
### 3.3.4 Modification du CEL et du CEG dans les nuages

Dans le cadre de l'étude de sensibilité, nous avons considéré un scénario d'aérosols acides et son impact sur la nucléation hétérogène de la glace du nuage, d'où l'importance d'analyser l'altération de la phase solide et liquide des nuages. L'augmentation du contenu en eau liquide est de l'ordre de 10 à 30 g/m<sup>2</sup> dans l'est de la baie d'Hudson et s'élève à 40 à 50 g/m<sup>2</sup> dans le nord du Québec. Cependant, même si l'anomalie absolue (*voir* fig. 8 : ANNEXE D) est maximale dans l'est du Québec (90 à 100 g/m<sup>2</sup>), l'anomalie relative indique que la région de la baie d'Hudson subi une augmentation de 70 à 99 % de la quantité d'eau liquide (fig. 3.15). Cela s'explique par la faible quantité d'eau liquide présente dans la masse d'air arctique. Ainsi, une augmentation du CEL dans le cas perturbé représente une forte augmentation relative. Les régions périphériques dont le sud de l'Ontario et du Québec ont des augmentations relatives un peu plus faibles variant entre 30 et 70 %.



**Figure 3. 15 :** Anomalie relative (%) du contenu en eau liquide du nuage intégré dans la colonne atmosphérique pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

Quant à la glace de nuage, une anomalie positive maximale centrée au dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec est identifiée. Elle est de 1 à 4 g/m<sup>2</sup> au-dessus de la baie, et de 1 à 3 g/m<sup>2</sup> dans le Nord du Québec (fig. 3.16) ce qui correspond a une augmentation relative variant entre 3 et 18 % (voir fig. 9 : ANNEXE D). L'augmentation de la quantité de glace est plus faible que celle de l'eau liquide et nous verrons pourquoi un peu plus loin.

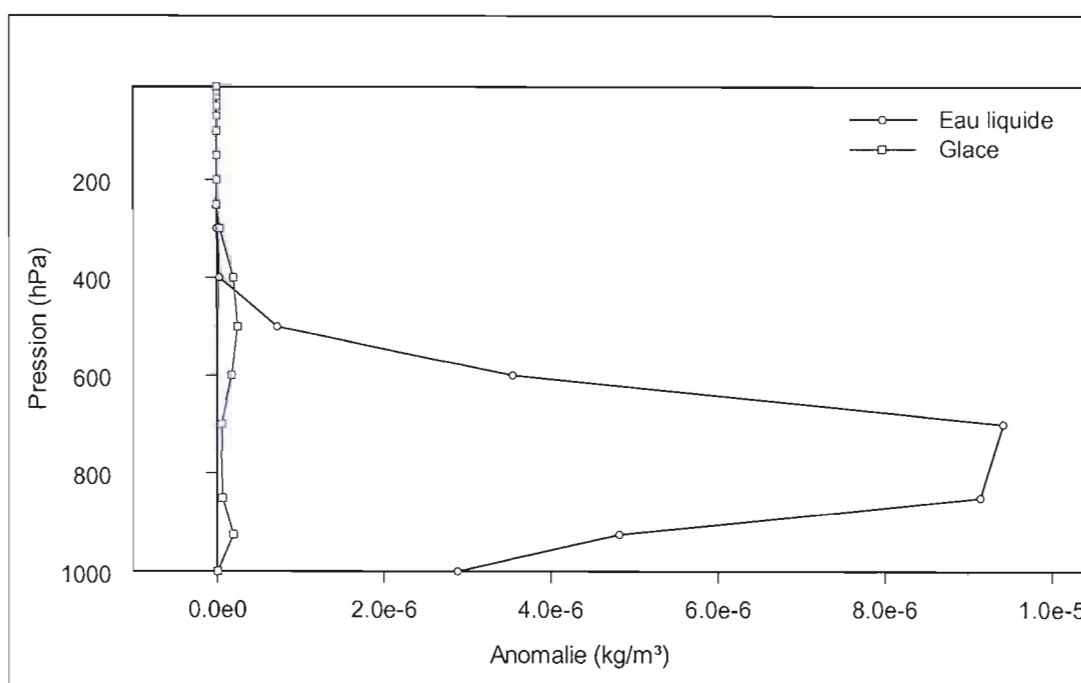


**Figure 3. 16 :** Anomalie de la glace de nuage intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

L'intégration à la verticale de la glace et de l'eau du nuage montre un accroissement de la quantité de glace et de l'eau dans les nuages en moyenne durant le mois de janvier lors d'un scénario acide. De plus, nous avons vu que les anomalies relatives sont maximales dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec. Cet accroissement de la quantité des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau permet d'expliquer l'augmentation de la couverture nuageuse sur une grande couche de la troposphère dans ce secteur.

La structure verticale nous indique que le contenu en eau liquide augmente de 1000 hPa jusqu'au niveau 250 hPa en moyenne au-dessus du domaine d'intérêt avec une augmentation plus importante entre 1000 et 600 hPa. Cela est attribuable à l'activité cyclonique plus intense, d'où un influx d'air du sud plus important, mais également à la plus grande quantité de sulfate retrouvée dans la basse troposphère. Les sulfates sont d'excellents noyaux de condensation et favorisent la nucléation de la phase liquide dans les nuages. La concentration de gouttelettes diminue fortement au niveau 1000 hPa. Puisque la quantité d'eau liquide augmente au même niveau, leur taille est beaucoup plus importante. Pour les niveaux

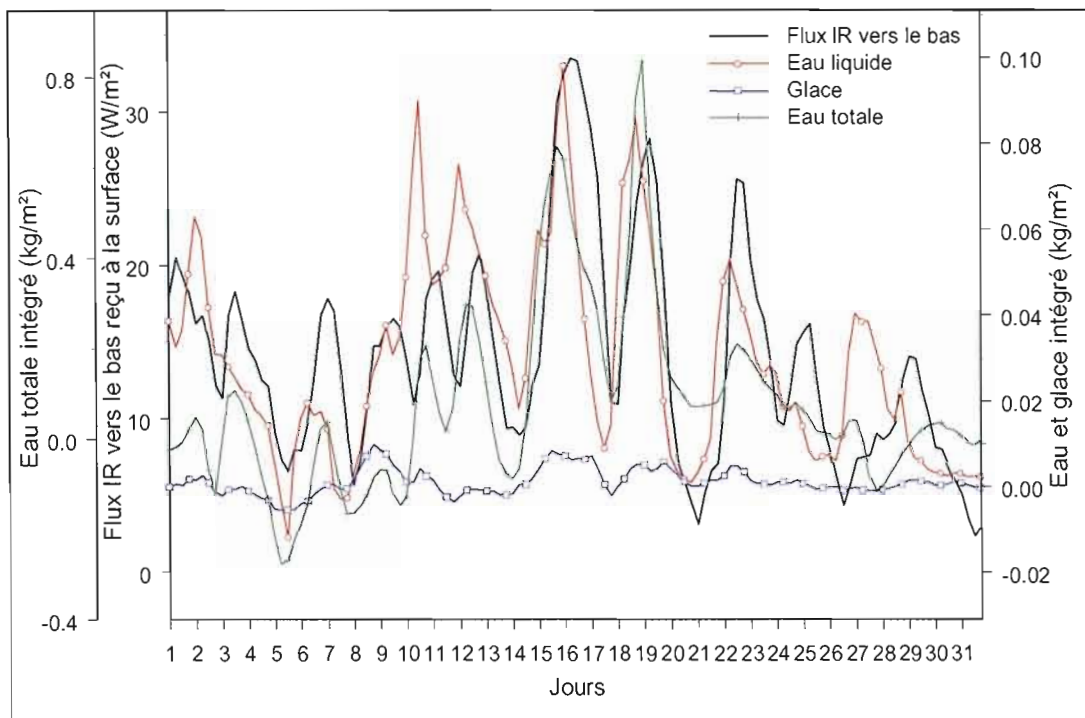
supérieurs, la taille est relativement similaire étant donnée l'augmentation conjointe de la concentration des gouttelettes et de la quantité d'eau liquide. Quant au contenu en glace, il augmente de 1000 à 300 hPa avec une augmentation plus importante entre 700 et 300 hPa. L'anomalie positive de la glace peut paraître surprenante en regard à la réduction du taux de nucléation hétérogène de la glace que nous avons imposée en fonction de la quantité de sulfate. Dans le scénario acide, la formation de la glace est favorisée par l'activité cyclonique plus intense.



**Figure 3. 17 :** Profil vertical de l'anomalie du contenu en glace et en eau liquide du nuage ( $\text{kg/m}^3$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

Nous avons vu dans la section 3.3.2.1, que l'augmentation de la température à la surface est associée à une intensification de l'activité cyclonique. Maintenant, nous allons démontrer que cette augmentation de la température par le biais du flux de grande longueur d'onde à la surface est grandement attribuable à l'augmentation du contenu en eau liquide et en glace dans les nuages. L'évolution temporelle de ces quantités dans le nuage durant le mois de janvier permet de mettre en relation leur impact sur le bilan radiatif de la surface.





**Figure 3. 18 :** Anomalie de l'eau liquide, de la glace de nuage, et de l'eau totale intégrée à la verticale ( $\text{kg/m}^2$ ), et anomalie du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface ( $\text{W/m}^2$ ) durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

Tout d'abord, on remarque que l'augmentation conjointe de la glace et de l'eau du nuage dans la colonne atmosphérique lors de certaines périodes (6 janv.-10 janv., 13 janv. 12 Z - 16 janv., 16 janv. 12 Z - 19 janv., 20 janv. 12 Z - 23 janv.) s'accompagne d'une perturbation positive du flux infrarouge reçu à la surface. À l'inverse, une diminution conjointe des anomalies de la glace et de l'eau du nuage s'accompagne d'une diminution du flux infrarouge vers la surface. La corrélation du flux infrarouge avec l'eau ( $R = 0,63$ ) et avec la glace (0,55) est intéressante. Quant aux contenus en eau et en glace combinés, la corrélation avec le flux infrarouge atteint 66 %. Les anomalies de la glace et de l'eau liquide sont en accord avec les fluctuations de la quantité de nuage pour les différents niveaux atmosphériques (fig. 3.14) et avec les fluctuations de l'intensité de l'activité cyclonique (fig. 3.12) au-dessus du domaine d'intérêt. Ainsi, durant une activité cyclonique plus intense, la formation des nuages est plus importante et leur contenu en eau liquide et en glace plus élevé. Cela influence positivement

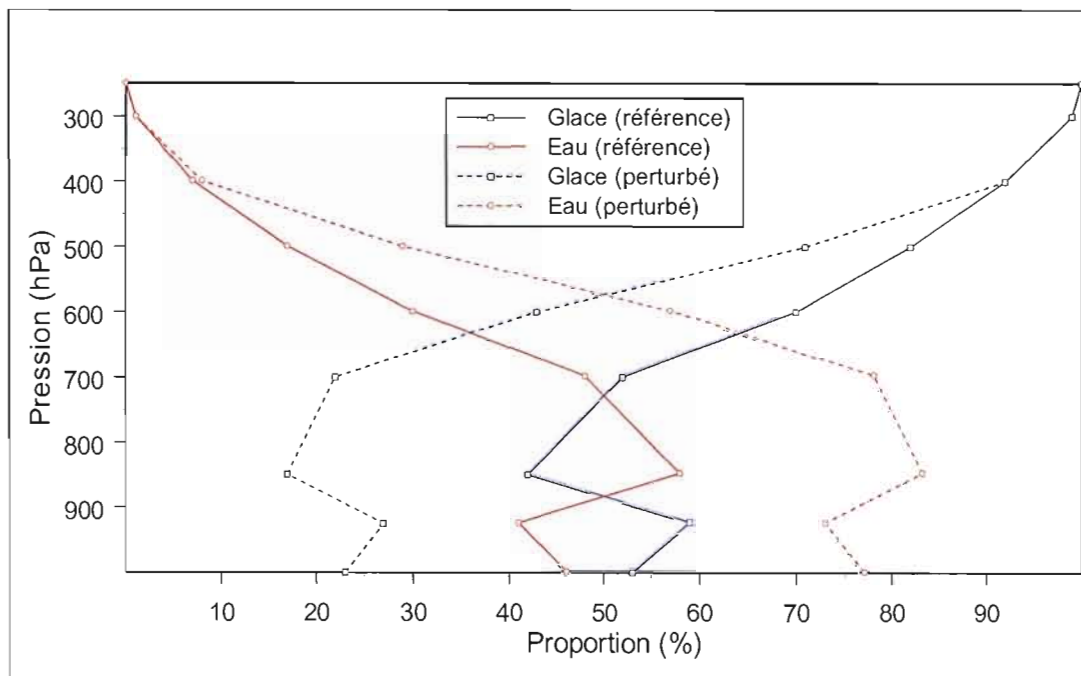
le bilan radiatif à la surface. En considérant le contenu en eau total soit en incluant la quantité d'humidité dans la colonne, la corrélation avec le flux infrarouge atteint 70 %.

En raison de l'augmentation du contenu en eau total (79 g/m<sup>2</sup> additionnel au-dessus du domaine d'intérêt) dans la colonne atmosphérique, le flux solaire absorbé à la surface diminue. Cette diminution est de l'ordre 0 à 10 % au-dessus de la baie d'Hudson. Elle diminue de 20 % dans le Nord du Québec et atteint 30 % dans le centre du Québec (*voir fig. 10 : ANNEXE D*). Toutefois la diminution en terme absolue est relativement faible et représente un forçage radiatif de -1,17 W/m<sup>2</sup>. Cela s'explique par la faible insolation solaire à ces latitudes en janvier. Ainsi, le bilan radiatif net à la surface est perturbé de façon positive et est estimée à 12,8 W/m<sup>2</sup>.

#### 3.3.4.1 Modification de la phase des nuages

Le scénario de référence et le scénario acide sont caractérisés par des nuages de phase mixte tout au long du mois (*voir fig. 11 et 12 ANNEXE D*). Cependant, on constate un changement de la proportion des phases d'un scénario à l'autre. En effet, dans le cas de référence, le domaine de la baie d'Hudson et du Nord du Québec est caractérisé par une prédominance de la phase glace en moyenne. On constate une proportion dominante de 52 à 92 % de la phase glace de 1000 à 400 hPa, à l'exception du niveaux 850 hPa où la phase liquide prédomine à 58 %. Puis, pour les niveaux de 300 hPa et plus, les nuages sont composés entièrement de glace.





**Figure 3. 19 :** Proportion de la phase liquide et solide (%) dans le scénario de référence et le scénario acide pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

À l'inverse, dans le scénario acide, les niveaux de 1000 à 600 hPa sont composés surtout d'eau liquide soit de 57 à 83 %. Cela représente une augmentation moyenne de 25 % de la phase liquide aux mêmes niveaux comparativement au cas de référence. La glace prédomine seulement à partir de 500 à 400 hPa et les nuages sont essentiellement composés de la phase glace pour les niveaux de 300 et 250 hPa. Ainsi, l'apport d'air plus humide des régions sud-canadiennes, caractérisé par une plus grande concentration d'aérosols de sulfate, favorise la nucléation de la phase liquide dans les nuages mixtes. Nous verrons un peu plus loin la modification de la concentration des aérosols résultant du changement de la circulation atmosphérique.

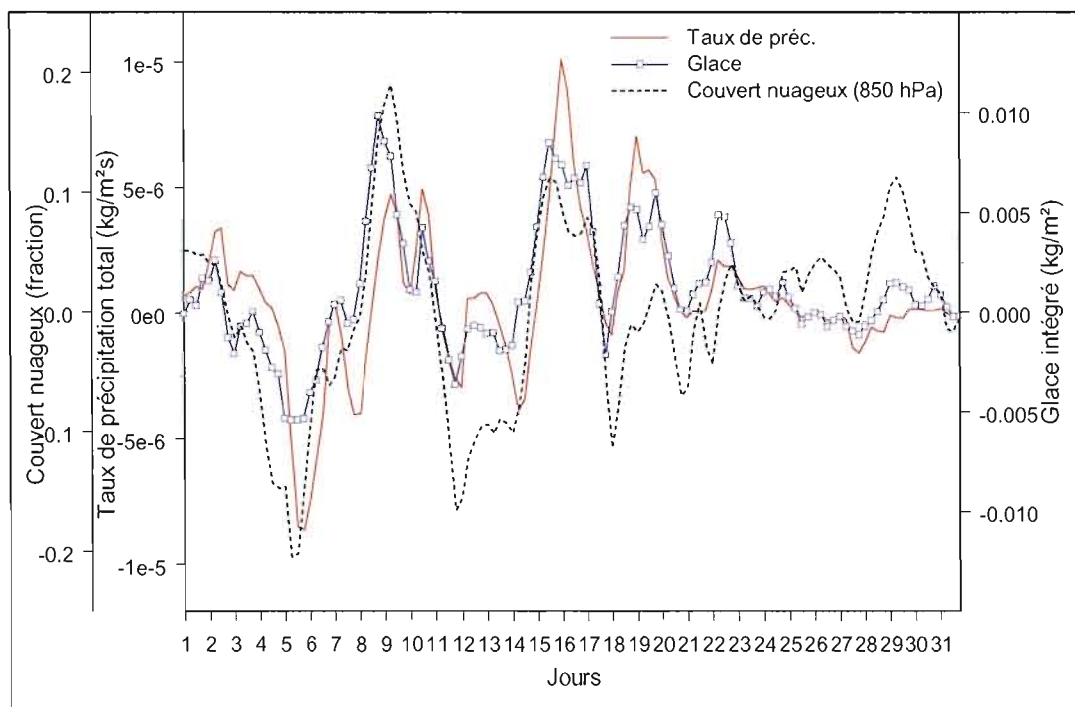
### 3.3.5 Modification des précipitations

Sur l'ensemble du domaine d'intérêt, le taux de précipitation totale reçu à la surface augmente en moyenne de  $5,95 \text{ E-7 kg/m}^2\text{s}$  (0,5 mm/j) soit une augmentation d'environ 10 %. La distribution spatiale indique un minimum dans le centre de la baie, soit inférieur à 10

%, et une augmentation de 20 à 40 % dans la pointe nord du Québec et l'extrémité nord-est de la baie d'Hudson. Cette augmentation du taux de précipitation se traduit par une accumulation plus importante de la neige au sol, soit de 2 à 4 cm supplémentaire au-dessus du domaine d'intérêt.

Cette augmentation des précipitations résulte de l'augmentation de la quantité de nuage. En effet, nous avons vu que le couvert nuageux total a augmenté de près de 3 % en moyenne durant le mois de janvier et qu'une importante couche de la troposphère en est affectée, particulièrement entre 700 et 300 hPa. Les précipitations sont relativement bien corrélées avec les nuages situés entre 850 et 400 hPa, soit ceux présentant les anomalies les plus importantes ( $R = 0,43$  à  $0,58$ ). Les précipitations totales reçues à la surface peuvent provenir de plusieurs niveaux de l'atmosphère ; par conséquent les corrélations sont relativement élevées étant donnée la participation partielle des nuages de chacune des couches atmosphériques aux précipitations reçues à la surface. La relation entre les précipitations et les nuages à 1000 et 925 hPa est toutefois plus faible ( $R = 0,24$  et  $R = 0,11$  respectivement). Or les précipitations proviennent davantage des niveaux supérieurs à 925 hPa.

De plus, la fluctuation de l'anomalie du taux de précipitation au-dessus du domaine d'intérêt semble intimement liée à la variation du contenu en glace de nuage intégré dans la colonne atmosphérique ( $R = 0,76$ ). En effet, nous constatons que l'augmentation des précipitations reçues à la surface dans le cas acide provient de l'augmentation du CEL entre 700 et 500 hPa mais surtout du CEG entre 700 à 400 hPa ( $R = 0,59$  à  $0,76$ ). La phase glace est très importante dans le déclenchement des précipitations. En effet, la quantité d'humidité augmente dans le scénario acide et par conséquent la déposition de la vapeur d'eau sur ces cristaux de glace plus nombreux et plus gros permet une augmentation accrue de l'efficacité de précipitation et des précipitations reçues à la surface. La figure 3.20 illustre l'évolution temporelle de l'anomalie du taux de précipitation totale reçu à la surface en fonction de celle du couvert nuageux à 850 hPa et de la quantité de glace dans la colonne atmosphérique.



**Figure 3. 20 :** Moyenne spatiale de l'anomalie du taux de précipitation totale reçu à la surface ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ), du couvert nuageux à 850 hPa (fraction) et de la glace intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ), durant le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.

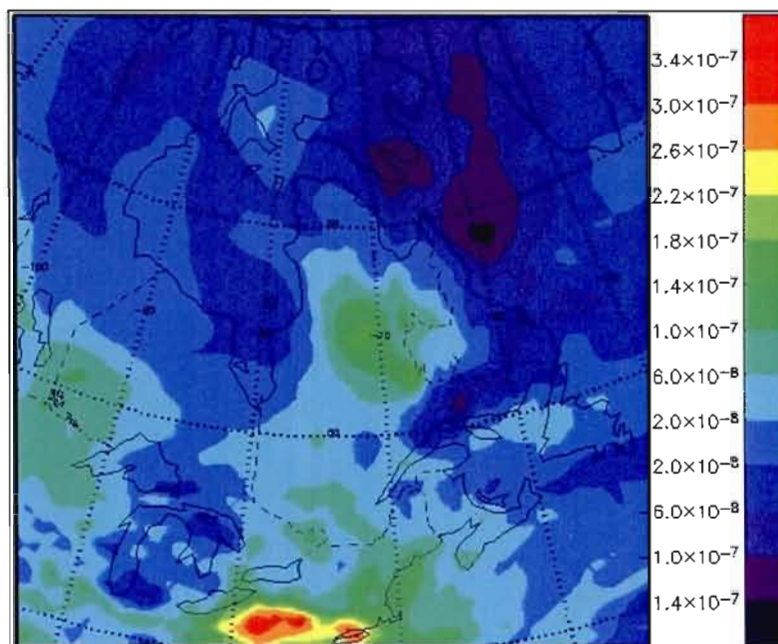
On remarque en général que la diminution du couvert nuageux à 850 hPa, notamment celle entre le 4 et le 7 janvier, pendant l'affaiblissement de l'activité cyclonique, s'accompagne d'une diminution de la glace dans la colonne et du taux de précipitation d'environ  $6,5 \text{ mm/j}$ . À l'inverse une augmentation de la couverture nuageuse se produisant entre le 15 et le 17 janvier est caractérisée par une augmentation de la glace de nuage et se traduit par une hausse du taux de précipitation de près de  $9 \text{ mm/j}$ .

Nous avons vu que la précipitation augmente sur l'ensemble du domaine dans le scénario acide. De plus, nous savons qu'en général, un nuage précipitant a une durée de vie plus courte et par conséquent un CEL et un CEG plus faible, étant donnée un flux d'eau vers la surface plus important. Toutefois, malgré une augmentation des précipitations, le contenu en eau liquide et solide dans le nuage ainsi que sa fraction augmente. Cela est attribuable à l'apport supplémentaire en humidité induit par l'augmentation de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt.

### 3.3.6 Concentration des aérosols de sulfate

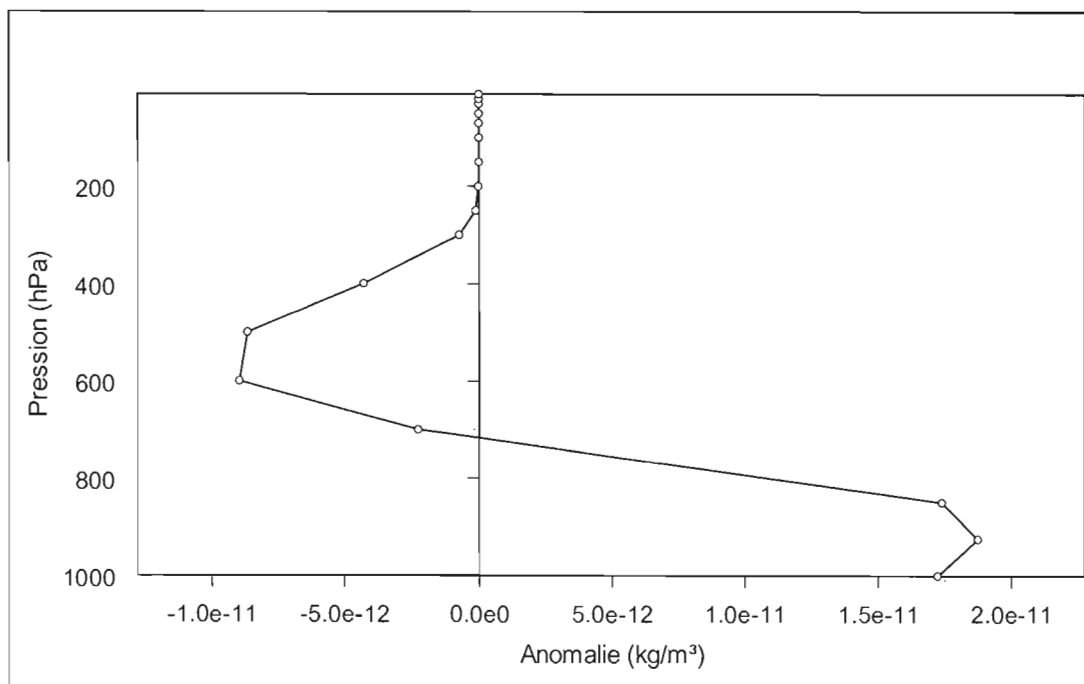
La variation de la quantité de sulfates au-dessus du domaine d'intégration est illustrée dans la figure 3.21. L'anomalie de la concentration de sulfate s'apparente à un patron anti-horaire et est causée par l'augmentation de l'activité cyclonique discutée précédemment. Cette modification de la circulation fait en sorte qu'une plus grande quantité d'aérosols est transportée des latitudes moyennes vers le Nord du Québec. En contre partie, une plus faible quantité de sulfate atteint l'océan Atlantique Nord. Une conséquence environnementale d'une telle perturbation de la circulation serait un apport plus important de polluants de toutes sortes en provenance des régions industrielles situées au sud du Canada et au nord-est des États-Unis vers le Nord du Québec et dans la portion extrême-est de la baie d'Hudson.

L'augmentation est de  $2,0 \times 10^{-8} \text{ kg/m}^2$  à  $1,4 \times 10^{-7} \text{ kg/m}^2$  dans le nord du Québec, ce qui correspond à une augmentation du sulfate jusqu'à 40 % dans cette région et constitue l'augmentation maximale du domaine d'intégration (voir fig. 13 : ANNEXE D). L'augmentation est toutefois plus faible dans l'est et l'ouest de la baie d'Hudson et devient négative au centre soit entre  $-2,0 \times 10^{-8} \text{ kg/m}^2$  et  $-6,0 \times 10^{-8} \text{ kg/m}^2$  (diminution entre 0 et 40 %). L'anomalie de la circulation dans ce secteur peut expliquer une telle diminution. En effet, la cyclonisation centrée au niveau de la baie James, permet un apport d'air plus important en provenance du nord dans le centre de la baie d'Hudson. De plus, la diminution pourrait être en partie attribuable au dépôt humide puisque les précipitations augmentent dans ce secteur. Toutefois, en moyenne au-dessus du domaine d'intérêt, la concentration d'aérosols de sulfates augmente de  $3,7 \times 10^{-10} \text{ kg/m}^2$  durant le mois.



**Figure 3. 21 :** Anomalie de la concentration en sulfate intégrée dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

Les processus microphysiques des nuages, les précipitations et le transport affectent la répartition des aérosols dans l'atmosphère. Par conséquent, l'analyse de la distribution verticale de la concentration des aérosols est un paramètre très important pour comprendre l'interaction de ces processus avec les particules d'aérosols. Le profil vertical de l'anomalie de la concentration du sulfate est illustré dans la figure 3.22. On constate qu'une augmentation est valable pour les niveaux de pression 1000 hPa jusqu'à 700 hPa, avec une anomalie maximale de  $1,8 \text{ E-11 kg/m}^3$  à 925 hPa. Étant donnée la proximité des sources, les polluants sont transportés essentiellement dans la basse troposphère d'où une augmentation de la concentration dans les bas niveaux. Cependant, pour les niveaux supérieurs à 700 hPa, l'anomalie de la concentration du sulfate devient négative. Cette baisse de la concentration en sulfate peut être attribuable à un lessivage des aérosols, causé par des précipitations plus abondantes, ainsi que par une activation plus importante des aérosols liée aux conditions d'humidité accrues attribuables à l'augmentation de l'activité cyclonique dans ce secteur.



**Figure 3. 22 :** Moyenne spatiale de l'anomalie de la concentration de sulfate ( $\text{kg/m}^3$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intérêt.



## RÉSUMÉ ET DISCUSSION

L'identification de l'effet indirect de la RDES, investigué dans cette étude, repose principalement sur la modification de la température près de la surface. Nous avons ainsi déterminé au préalable le domaine statistiquement significatif pour l'anomalie de cette variable. En fonction du nombre de simulations réalisées et de la variance des simulations, nous avons identifié des secteurs significatifs soit : la baie d'Hudson, le Québec, quelques zones de l'Ontario et du nord-est des Etats-Unis, de mêmes que d'autres zones de plus faibles d'étendues.

Le scénario de référence permet de mettre en évidence les particularités de la région de la baie d'Hudson. Nous avons identifié des températures très froides au-dessus de la baie d'Hudson et un faible gradient horizontal des températures caractéristiques de la masse d'air arctique durant l'hiver. La circulation montre l'écoulement typique de provenance N à NO au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec. Une zone de fort gradient de température auquel est associé une circulation zonale intense est présente au sud de la baie d'Hudson. Cet endroit constitue la zone de transition entre la masse d'air arctique et polaire. Nous avons également relevé une activité cyclonique dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec à laquelle est associée un couvert nuageux important durant le mois de janvier.

La comparaison du scénario acide avec le scénario de référence nous a permis d'analyser la sensibilité du climat hivernal du domaine d'intérêt à la concentration d'aérosols acides caractéristique de la masse d'air arctique. Nous avons identifié un refroidissement moyen de 1,1 °C de la température dans la basse troposphère au-dessus de l'Île de Baffin. Nous y avons également constaté une augmentation des précipitations et une diminution du contenu en eau totale dans la colonne atmosphérique. Par conséquent, cette déshydratation de l'atmosphère produit un forçage radiatif négatif en surface estimé à 3,2 W/m<sup>2</sup> durant le mois de janvier. À l'opposé, nous avons constaté que le domaine d'intérêt se réchauffe près de la surface de

façon significative dans le scénario acide, soit de 1,5 à 5,6 °C en moyenne en se dirigeant de l'ouest de la baie d'Hudson vers la région du Nord du Québec avec une augmentation de 8 à 24 W/m<sup>2</sup> du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface. Le réchauffement s'effectue sur une importante couche de l'atmosphère soit de la surface jusqu'au niveau 400 hPa et diminue en amplitude avec l'altitude.

Nous émettons une hypothèse selon laquelle le refroidissement dans le secteur de l'Île de Baffin peut modifier la circulation atmosphérique au-dessus du domaine d'intérêt en renforçant la zone barocline. En effet, le gradient horizontal de la température dans ce secteur près de la surface est plus important dans le scénario acide.

Dans le cas perturbé, la circulation présente une anomalie cyclonique dans le secteur d'intérêt. Nous avons vu que cette dernière est centrée au-dessus de la Baie James. À cette zone correspond une diminution de la pression au niveau de la mer. L'analyse du tourbillon dans le cas de référence au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec indique que celui-ci est positif tout au long du mois et dénote la présence d'une activité cyclonique importante. La fréquence de l'activité cyclonique demeure la même tout au long du mois dans le scénario acide. Par conséquent, il n'y a pas davantage de cyclones mais ceux-ci sont en moyenne plus intenses. Le tourbillon augmente de  $7,6 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$  en moyenne à 1000 hPa. À l'inverse, des périodes d'affaiblissement de l'activité cyclonique sont identifiées mais celles-ci sont plus faibles. Dans le scénario acide, le tourbillon positif devient plus intense et dénote le renforcement de l'activité cyclonique tel qu'indiqué par l'anomalie cyclonique de la circulation.

Cette augmentation de l'activité cyclonique au-dessus du domaine d'intérêt se traduit par un couvert nuageux total plus important durant le mois mais aussi par des anomalies positives de la fraction nuageuse lors des périodes d'intensifications et des anomalies négatives lors des périodes d'affaiblissements pour l'ensemble des niveaux atmosphériques. La fluctuation du couvert nuageux est par conséquent très bien corrélée avec l'activité cyclonique. De surcroît, le CEL et le CEG augmentent dans le scénario acide. Le contenu en eau liquide augmente de 70 à 90 % au-dessus du domaine d'intérêt et celui en glace, de 3 à 18 %.



L'augmentation du CEL est favorisée dans la basse troposphère alors que le CEG est prédominant entre les niveaux 700 et 300 hPa. L'augmentation de ces quantités dans les nuages et de l'épaisseur optique, se traduit par une augmentation systématique du flux infrarouge vers le bas reçu à la surface. En effet, les nuages émettent de façon efficace le rayonnement infrarouge. Ainsi, la présence accrue des nuages lors des périodes d'intensifications perturbe positivement le bilan radiatif à la surface et produit un réchauffement. La surface se réchauffe de façon plus importante que les niveaux supérieurs de l'atmosphère car la neige absorbe de façon efficace le flux infrarouge supplémentaire en provenance des nuages.

L'augmentation de la quantité de nuage, de leur CEL et de leur CEG diminue le flux solaire absorbé à la surface. Cependant, ce forçage est de l'ordre de  $-1,2 \text{ W/m}^2$ . Cependant, le forçage dans l'infrarouge est largement supérieure en amplitude et domine le forçage dans le solaire. Le bilan énergétique à la surface est donc positif et estimé en moyenne à  $12,8 \text{ W/m}^2$  au-dessus du domaine d'intérêt.

Le scénario acide est caractérisé par une forte augmentation du contenu en eau liquide dans les nuages de phase mixte. Ainsi dans le scénario acide, nous assistons à une modification de la phase thermodynamique des nuages. En effet, dans le scénario de référence, la glace prédomine entre 1000 et 400 hPa alors que dans le scénario acide, les niveaux 1000 à 600 hPa sont surtout composés de cristaux de glace dans une proportion de 60 à 80 %. Cela représente une augmentation de 25 % du CEL et provient de la plus grande quantité de sulfate présent dans la basse troposphère durant le scénario acide. Le régime des précipitations est également affecté par cette activité cyclonique plus intense. En effet, les précipitations augmentent de 10 % en moyenne au-dessus du domaine d'intérêt et proviennent surtout des nuages situés au-dessus du niveau 925 hPa. De plus, les précipitations sont favorisées lorsque le contenu en glace augmente dans les nuages ( $R = 0,76$ ). L'augmentation du CEG se traduit par un plus grand nombre de cristaux de glace. Ainsi, davantage de cristaux de glace précipitent dans la basse troposphère ce qui augmente la quantité de neige accumulé au sol. Le couvert nival au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec augmente d'environ 2 à 4 cm durant le mois de janvier.

Nous avons mentionné que l'augmentation du CEL dans la basse troposphère était attribuable à une plus grande concentration de sulfate. Celle-ci augmente de  $1,8 \times 10^{-11} \text{ kg/m}^3$  au niveau 925 hPa. Les niveaux supérieurs à 700 hPa présentent des anomalies négatives, mais en moyenne le contenu en sulfate augmente jusqu'à 40 % dans le Nord du Québec. Cette augmentation est attribuable au transport accru du sulfate depuis les régions sud-canadiennes. À l'inverse une diminution est constatée dans le centre de la baie d'Hudson et est attribuable à l'influx du secteur nord plus prononcé dans ce secteur en raison de l'augmentation de l'activité cyclonique. L'anomalie de la circulation a pour conséquence de réduire la charge de sulfate dans l'Atlantique alors que les polluants transportés d'ouest en est sont pris en charge par la modification de la circulation et transportés dans le Nord du Québec.

## CONCLUSION

Nous avons effectué une étude de sensibilité du climat de la baie d'Hudson à un scénario d'aérosols acides caractérisé par la présence d'acide sulfurique. Cela nous a permis d'étudier l'effet indirect de la rétroaction déshydratation – effet de serre. Les fondements de notre analyse repose sur les observations de la diminution de la concentration en NG lors d'événements de brume arctique caractéristique de cette région durant l'hiver, et des hypothèses concernant la mauvaise capacité des aérosols acides à nucléer la phase glace dans les nuages. Nous avons simulé deux scénarios au-dessus du domaine d'intérêt : un scénario de référence caractérisé par une concentration naturelle d'aérosols ; et un second scénario représentant des conditions de pollutions anthropiques riches en acides sulfuriques.

Nous avons conduit le test de sensibilité avec le modèle NARCM dans lequel nous avons modifié le paramétrage des nuages stratiformes pour prendre en considération le scénario acide. La comparaison avec le cas de référence a révélé un réchauffement du climat dans le secteur de la baie d'Hudson et du Nord du Québec. Ces résultats vont dans le sens de nos attentes puisque le secteur de la baie d'Hudson se situe dans la zone de transition entre la région arctique et les latitudes moyennes où le couvert nuageux est plus important qu'en Arctique.

Les résultats de l'étude montrent un réchauffement considérable de la région de la baie d'Hudson avec un maximum localisé dans le Nord du Québec. La température à la surface augmente en moyenne de 2,7 °C et représente un forçage radiatif de 12,8 W/m<sup>2</sup>. Ce réchauffement est relié à l'augmentation de l'activité cyclonique dans ce secteur favorisant la formation de nuages et le transport de la chaleur depuis les régions sud-canadiennes. Le contenu en glace et en eau dans le nuage, de même que l'humidité spécifique dans la colonne atmosphérique augmente durant le scénario acide. L'augmentation du contenu en eau totale est responsable de la perturbation positive du bilan radiatif à la surface. L'anomalie de la circulation permet un transport accru du sulfate dans le Nord du Québec. Elle pourrait ainsi

se traduire par une augmentation de la concentration d'espèces chimiques différentes et avoir des impacts négatifs sur l'environnement.

Dans le secteur de l'Île de Baffin nous avons constaté une augmentation du taux de précipitation et une déshydratation importante de la masse d'air. En effet, une réduction de 200 à 268 g/m<sup>2</sup> de l'eau totale y est constatée. Cette déshydratation augmente la transparence de l'atmosphère au rayonnement infrarouge et constitue un forçage radiatif négatif de 3,2 W/m<sup>2</sup>. Par conséquent, la température dans la basse troposphère se refroidie. Ces constatations semblent indiquer l'applicabilité de l'effet indirect de la RDES au-dessus de l'Île de Baffin. Le refroidissement dans ce secteur augmente le gradient latitudinal de la température.

Nous avons émis une hypothèse selon laquelle le refroidissement dans le secteur de l'Île de Baffin pourrait expliquer l'anomalie de la circulation au-dessus de la baie d'Hudson et du Nord du Québec par un renforcement de la zone barocline et de la circulation qui lui est associée. Ainsi, l'effet de la RDES aurait le potentiel de modifier la circulation des latitudes moyennes.

Si cette interaction avec la circulation est vérifiée, l'effet de la RDES pourrait renforcer le réchauffement climatique des latitudes moyennes en se combinant au forçage climatique imputable au CO<sub>2</sub> atmosphérique. D'autres études seraient souhaitables pour vérifier l'interaction de l'effet indirect RDES avec la circulation des latitudes moyennes.

De plus, les différentes phases de l'ONA peuvent affecter différemment le transport des aérosols dans l'hémisphère Nord. Cela pourrait inhiber ou favoriser le processus de la rétroaction déshydratation - effet de serre. Sachant que l'ONA présente une variabilité décennale, une étude de sensibilité couvrant une période de plusieurs décennies devrait idéalement être réalisée.

Enfin, l'industrialisation de la Chine depuis le début des années 1990 laisse présager une augmentation substantielle des émissions de dioxyde de soufre pour les années à venir. En

effet, sans aucune mesures d'économie de l'énergie et du contrôle du SO<sub>2</sub>, les émissions sont prévues d'augmenter rapidement dans les 30 prochaines années (Qi *et al.*, 1995). Une augmentation de l'intensité et/ou de la fréquence des épisodes de brume arctique dans la région arctique est également probable. Dans un tel scénario, l'effet indirect de la RDES pourrait avoir un impact encore plus important sur le climat des moyennes et hautes latitudes.

## ANNEXE A

### MODES DE FORMATION DU SULFATE

#### A.1 Formation des aérosols de sulfate par CGP

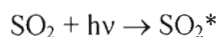
Les principaux sulfures gazeux proviennent de la biosphère alors que de 10 à 20 % sont libérés de l'activité volcanique. Parmi les sulfures, nous identifions le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ), l'hydrogène sulfuré ( $\text{H}_2\text{S}$ ), le disulfure de carbone ( $\text{CS}_2$ ), le carbonylsulfide ( $\text{COS}$ ), le sulfure de diméthyle ( $\text{CH}_3\text{SCH}_3$ ) et le disulfure de diméthyle ( $\text{CH}_3\text{SSCH}_3$ ).

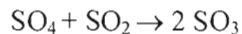
##### A.1.1 Nucléation homogène du sulfate dans les vapeurs sursaturées

Dans ce premier mode de formation, les aérosols de sulfate et d'acide sulfurique peuvent être produits par la nucléation homogène de la vapeur sursaturée des plumes volcaniques ou de d'autres sources lors de la condensation des vapeurs en particules liquides. La nucléation homogène nécessite toutefois une sursaturation élevée et permet la formation de nouvelles particules. Les gaz autre que le  $\text{SO}_2$  peuvent être oxydés en dioxyde de soufre dépendamment de leur stabilité photochimique.

##### A.1.2 Nucléation homogène du sulfate par réaction chimique de la phase gazeuse

Les aérosols de sulfate peuvent résulter de la nucléation homogène provoquée par des réactions chimiques entre différents gaz. La molécule de dioxyde de soufre activé ( $\text{SO}_2^*$ ) par le rayonnement solaire peut réagir de plusieurs façons. Tout d'abord, elle peut réagir avec un composé neutre (M) et revenir à un état non activé mais elle peut aussi se combiner avec du dioxygène pour former une molécule de sulfate. Enfin, cette molécule de sulfate peut réagir avec le dioxyde de soufre pour former le trioxyde de soufre. Ces réactions sont proposées par Gerhard et Johnstone (1955) :



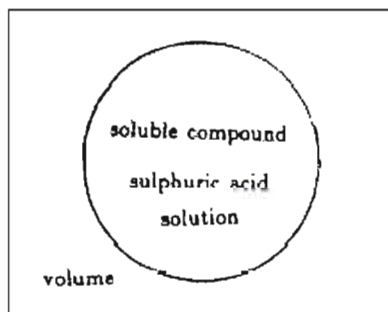


Cadle et Powers (1966) nous révèlent un autre mécanisme de réaction amenant la formation du  $\text{SO}_3$  dans les villes polluées. La réaction s'effectue à partir du dioxyde de soufre, de l'oxygène atomique et d'une molécule neutre. Cette réaction est cependant en compétition avec une autre réaction chimique nécessitant de l'oxygène atomique, soit celle permettant la formation de l'ozone troposphérique. Une fois formée, la molécule de trioxyde de soufre peut réagir avec une molécule de vapeur d'eau pour former de l'acide sulfurique sous forme gazeux.



Suite à cette réaction la vapeur d'acide sulfurique peut entrer en réaction chimique avec la vapeur d'eau pour former une gouttelette d'acide sulfurique constituant ainsi un aérosol. La nucléation binaire de la vapeur d'acide sulfurique avec la vapeur d'eau a été vérifiée expérimentalement par Mirabel et Chavelin en 1978. La formation de ces gouttelettes a été étudiée par plusieurs scientifiques dont Kreidenweiss et Seinfeld (1988), Warren et Seinfeld (1985), Yue (1979), Yue et Hamill (1979), Stauffer (1976) ainsi que Mirabel et Katz (1974).

Le taux de nucléation binaire de la gouttelette d'acide sulfurique dépend des conditions environnementales. Si les concentrations des vapeurs d'eau et d'acide sulfurique sont élevées et que la température est basse le taux de nucléation sera optimale (Kreidenweiss et Seinfeld ; 1988). De plus, l'acidité des gouttelettes d'acide sulfurique formé est fonction de l'humidité relative de l'environnement. Cette acidité sera grande si l'humidité relative est faible et inversement. Ainsi, on forme des aérosols liquides constitués d'acide sulfurique en solution. On parle de mélange homogène à l'intérieur du volume (fig. A.1.1).

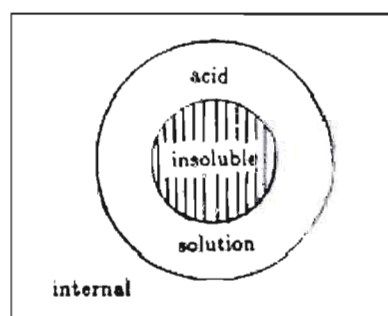


**Figure A.1.1 :** Mélange homogène constitué d'acide sulfurique en solution (tiré de Si-Chee Tsay, 1991).

### A.1.3 Nucléation hétérogène du sulfate

Enfin, la nucléation d'une particule par la conversion de gaz en particule peut s'effectuer en présence d'un aérosol préexistant soit par nucléation hétérogène. La croissance de l'aérosol est régie par un ou plusieurs des trois mécanismes suivants. Tout d'abord, les molécules sont diffusées sur l'aérosol préexistant qui croît par la diffusion des molécules de l'espèce chimique. La particule peut également croître par l'adsorption des molécules à l'interface de l'aérosol. Ce mécanisme porte le nom de croissance contrôlé par réaction à la surface. Enfin, on discerne un troisième mécanisme soit la croissance de l'aérosol par réaction chimique de l'espèce dissoute.

D'un point de vue global, l'acide sulfurique se forme préférentiellement à partir de la condensation de la vapeur d'acide sulfurique sur des aérosols préexistants. Cette réaction est prédominante au-dessus des continents, lorsque le ciel est clair. Au-dessus des océans, la vapeur d'acide sulfurique se condense sur les aérosols de sel de mer.





**Figure A.1.2 :** Diffusion de la vapeur d'acide sulfurique sur une particule insoluble. Ce type de mélange est dit interne (tiré de Si-Chee Tsay ; 1991).

Toutefois, le mode dominant des aérosols de sulfate se situe dans la plage  $[0,1 - 1 \mu\text{m}]$  de rayon (Mehlmann, 1986) et ne peut provenir directement de la nucléation homogène par CGP puisque les aérosols de sulfate produit par CGP sont de taille inférieure à  $0,1 \mu\text{m}$  de rayon (Winkler, 1975). Les sulfates seraient plutôt produit par l'oxydation du DMS dans les nuages (Charlson *et al.*, 1987) et cette production représenterait 50 % du sulfate naturelle produit annuellement (Jaenicke, 1988). Nous expliquerons dans la prochaine section la formation du sulfate par l'oxydation des gaz dans les nuages.

## A.2 Formation des aérosols de sulfate par CGTP

Ce mécanisme est l'un des plus important dans la production du sulfate selon les modèles atmosphériques. Les gouttelettes de nuage et les gouttes de pluie peuvent absorber des molécules de gaz diffuser sur celles-ci. De plus, une particule peut être incluse dans une gouttelette suite à une collision de celle-ci avec la gouttelette. La majorité des gaz en trace étant solubles ou partiellement solubles, les molécules sont par la suite dissociées en ions. Le même raisonnement s'applique avec la particule incluse dans la gouttelette si celle-ci est hydrosoluble.

Ainsi, lorsque la gouttelette de nuage ou la goutte de pluie s'évapore les ions cristallisent en une masse solide accolée au côté du matériel insoluble. La formation d'une particule possédant des caractéristiques chimiques et physiques différentes des éléments d'origines est ainsi formée. Dans ce cas, la présence du nuage agit comme une source d'aérosols et non comme un puit. En effet, après avoir comparé la distribution de taille des aérosols dans le nuage à celle de l'air clair résultant de l'évaporation des gouttelettes de nuage, le mode de la distribution de taille dans la portion évaporée du nuage s'est déplacé vers les plus gros diamètres (Heintzenberg *et al.*, 1989). Le sulfate d'ammonium est notamment formé de cette façon suite à l'évaporation d'une gouttelette de nuage. La production du sulfate, durant l'hiver au-dessus de l'Amérique du Nord, par l'oxydation dans la gouttelette est relativement plus importante que la production du ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) en ciel clair (Roelofs *et al.*, 1998). De plus, on

estime entre 80 et 90% la production totale de sulfate produit par l'oxydation dans les nuages à l'échelle globale (Lelievre et Heintzenberg, 1992).

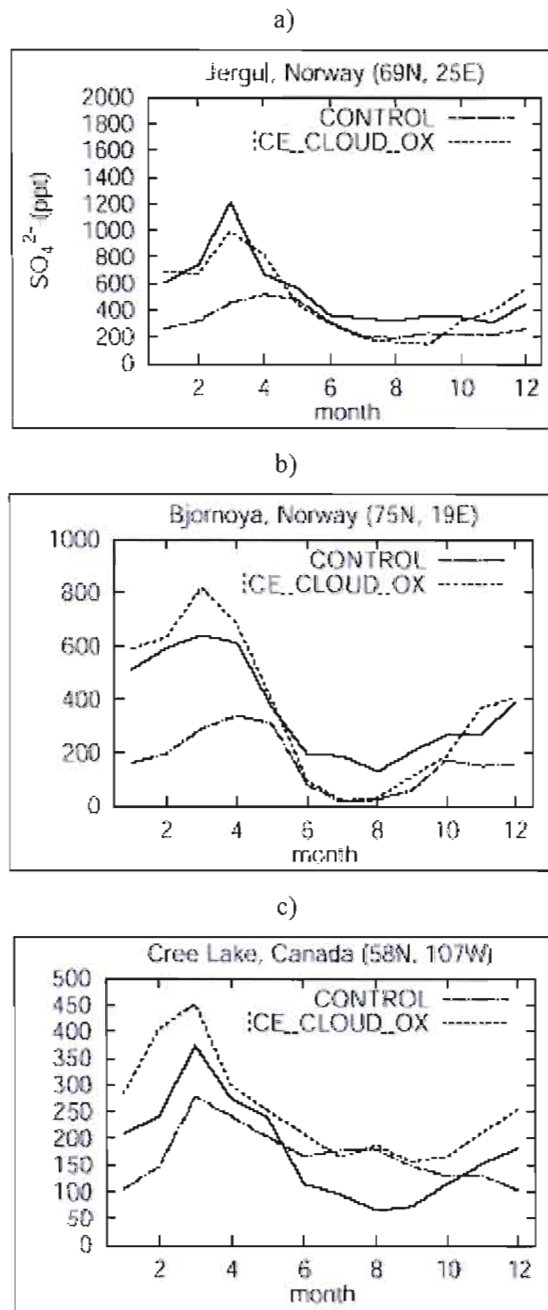
### A.3 Formation des aérosols de sulfate par conversion des éléments de la surface terrestre en particules

Ce mécanisme de formation de particules d'aérosol repose sur la désintégration chimique et mécanique de la surface terrestre. Tout d'abord, la portion continentale constituée de sol et de roches dépourvue de végétation, peut se désagréger par une combinaison des processus de météorisation dont le vent, l'action des variations de températures, l'eau et par l'oxygène, le dioxyde de carbone et les autres gaz. Une fois cette météorisation de la surface effectuée, les particules résultantes peuvent être injectées dans l'atmosphère par l'action du vent et de la turbulence. Les aérosols de sulfates résultant de ce processus sont les poussières de gypse. De plus, les particules émies par les volcans et les industries sont souvent à la fois le résultat de la désintégration mécanique et de la conversion de gaz à particule. Dans ce groupe de particules nous retrouvons les sulfates, l'acide sulfurique ainsi que le sulfate de sodium.

Puisque les océans représentent environ 70% de la surface du globe, la production d'aérosols à partir de cette surface étendue est très importante. Le processus de «pétillage» de l'océan est responsable de cette production d'aérosol. Ce processus provient de l'éclatement de micro bulle d'air à l'interface de l'océan et de l'atmosphère. Lorsque ces bulles éclatent, elles injectent de fines gouttelettes dans l'atmosphère. En s'évaporant ces fines gouttelettes libèrent du sel de mer sous forme de cristaux. De la même façon à la crête des vagues on retrouve des gouttelettes pouvant s'évaporer et libérer du sel de mer. Ces aérosols de sel de mer pourront réagir ultérieurement et former des sulfates de sel de mer.

## ANNEXE B

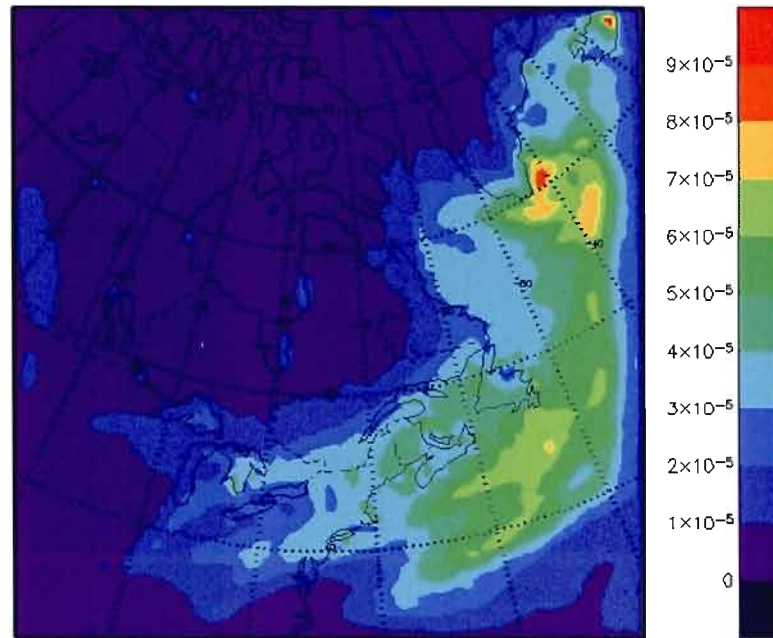
### FIGURE COMPLÉMENTAIRE AU CHAPITRE I



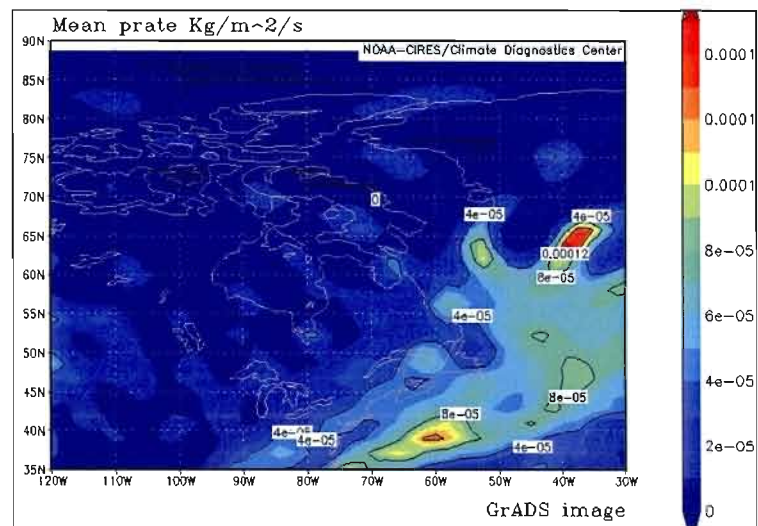
**Figure B.1 :** Variation saisonnière de la concentration mensuelle moyenne du sulfate observée (lignes pleines) et simulée (lignes pointillés) à la surface dans l'Arctique pour a) Jergul b) Bjornoya et c) Cree Lake (tiré de Rotstajn et Lohmann, 2002).

## ANNEXE C

### FIGURES COMPLÉMENTAIRES AU CHAPITRE II



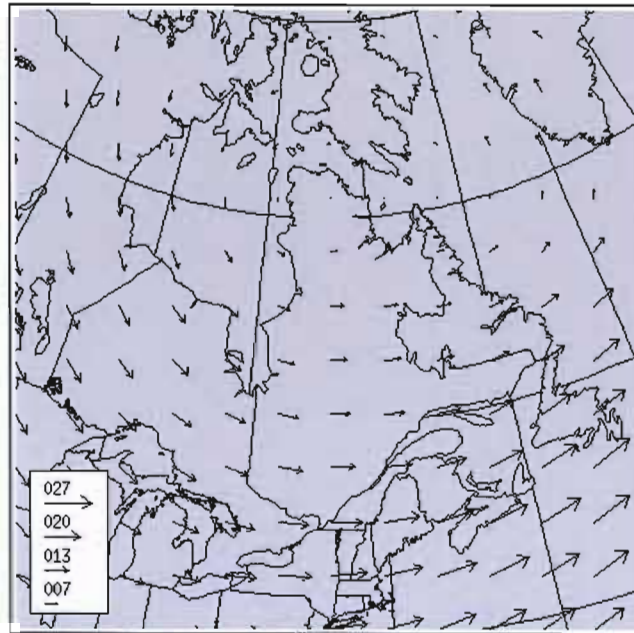
**Figure C.1 :** Taux de précipitation simulé ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.



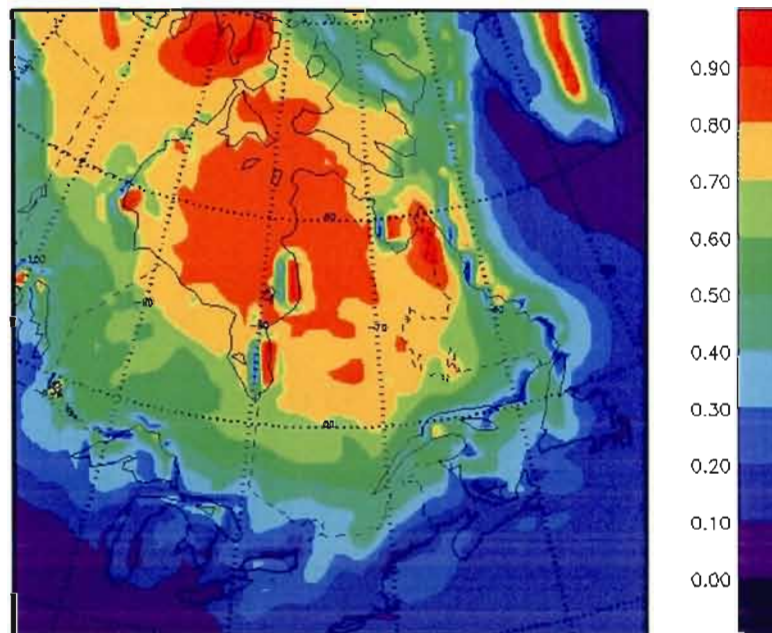
**Figure C.2 :** Taux de précipitation des réanalyses NCEP ( $\text{kg/m}^2/\text{s}$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

## ANNEXE D

### FIGURES COMPLÉMENTAIRES AU CHAPITRE III

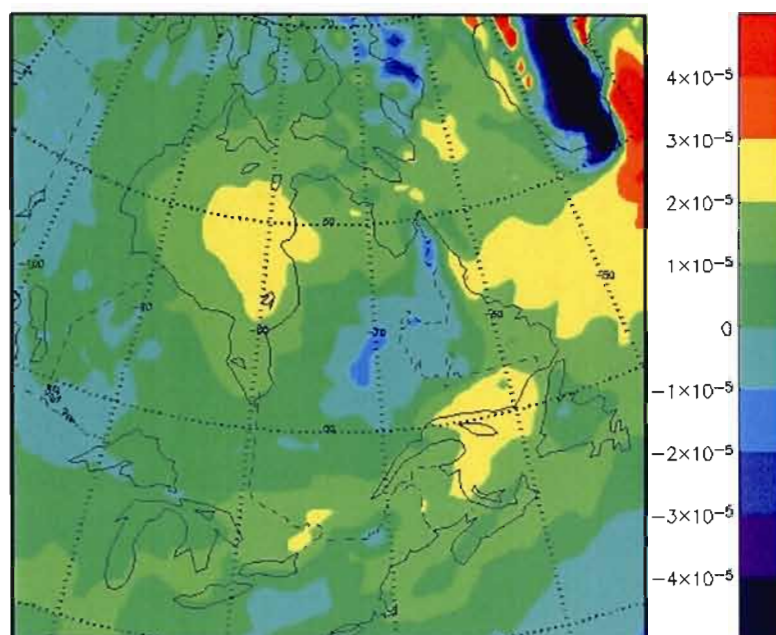


**Figure D.1 :** Circulation de l'air au-dessus du domaine d'intégration au niveau 700 hPa pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration. La vitesse de l'écoulement (nœuds) est représentée dans le coin inférieur gauche (cas de référence).

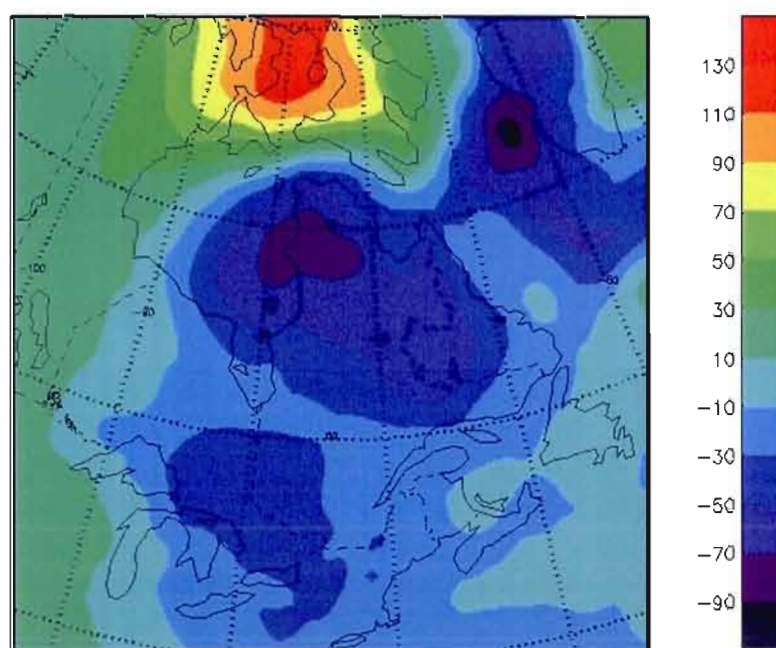




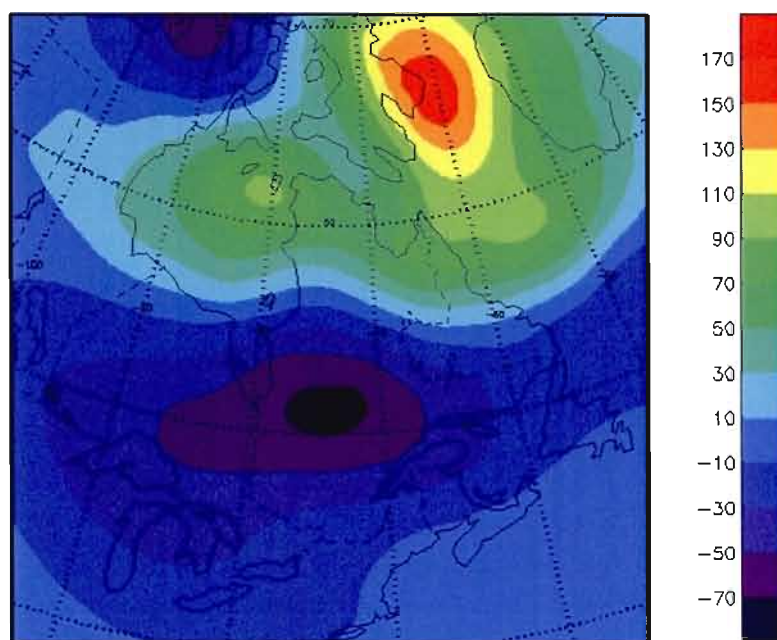
**Figure D.2 :** Couvert nuageux au niveau 1000 hPa (fraction) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration (cas de référence).



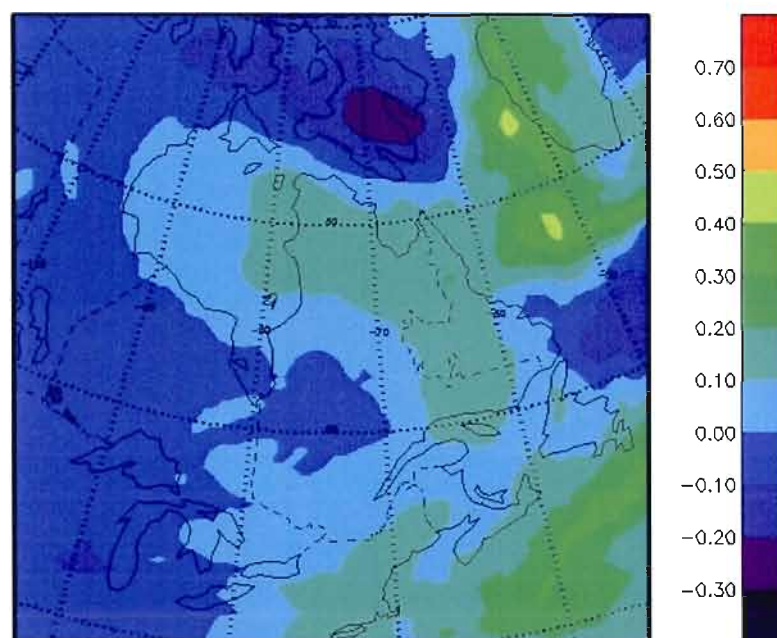
**Figure D.3 :** Tourbillon relatif au-dessus du domaine d'intégration au niveau 850 hPa (s<sup>-1</sup>) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration (cas de référence).



**Figure D.4 :** Anomalie de la pression au niveau de la mer (Pa) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

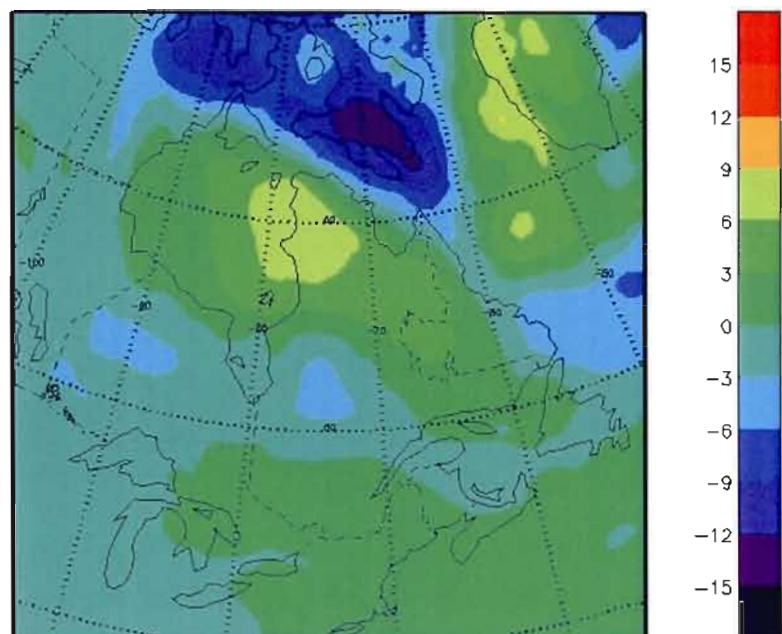


**Figure D.5 :** Anomalie du géopotiel à 500 hPa (mètre) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

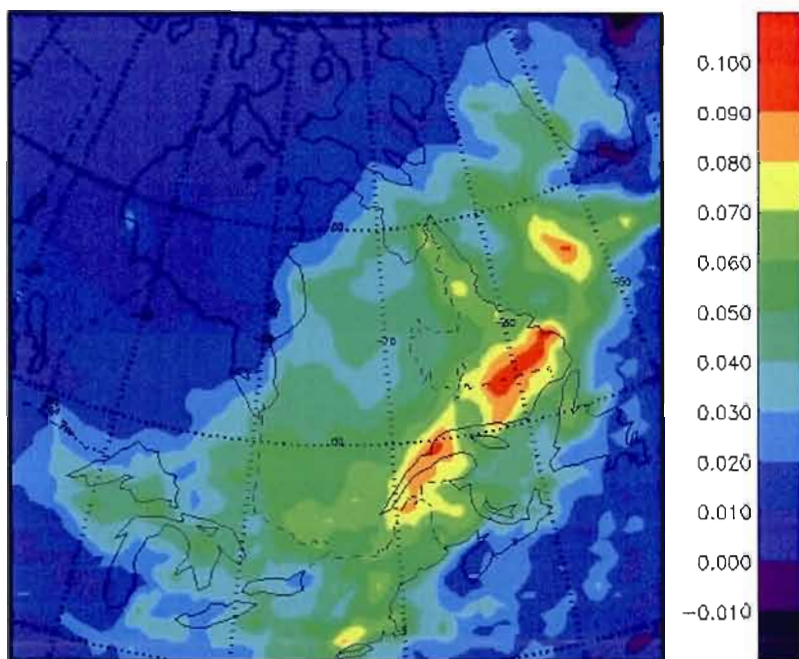


**Figure D.6 :** Anomalie du contenu en eau total intégré dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

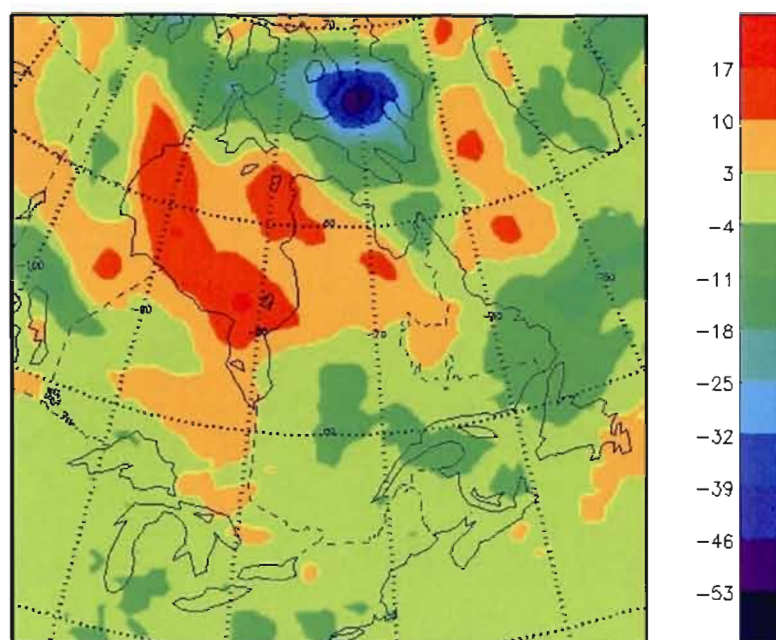




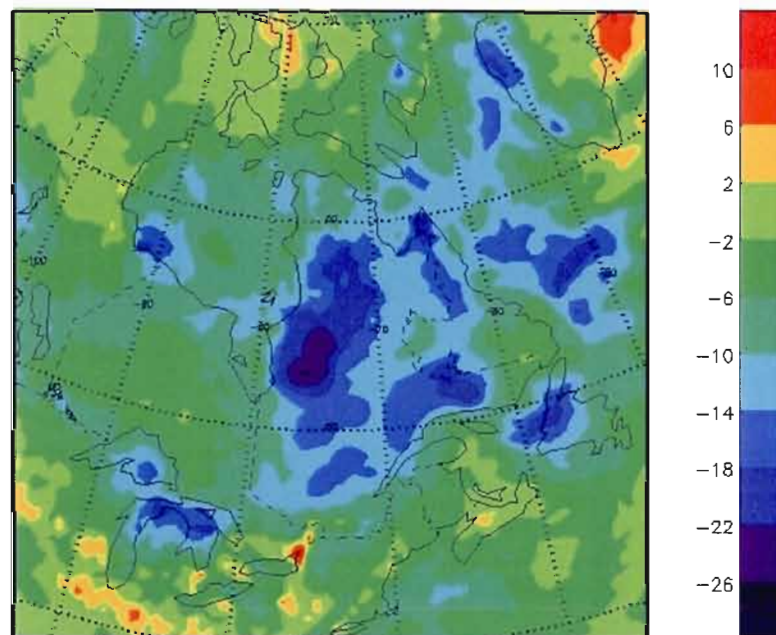
**Figure D.7 :** Anomalie relative (%) du contenu en eau total intégré dans la colonne atmosphérique, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.



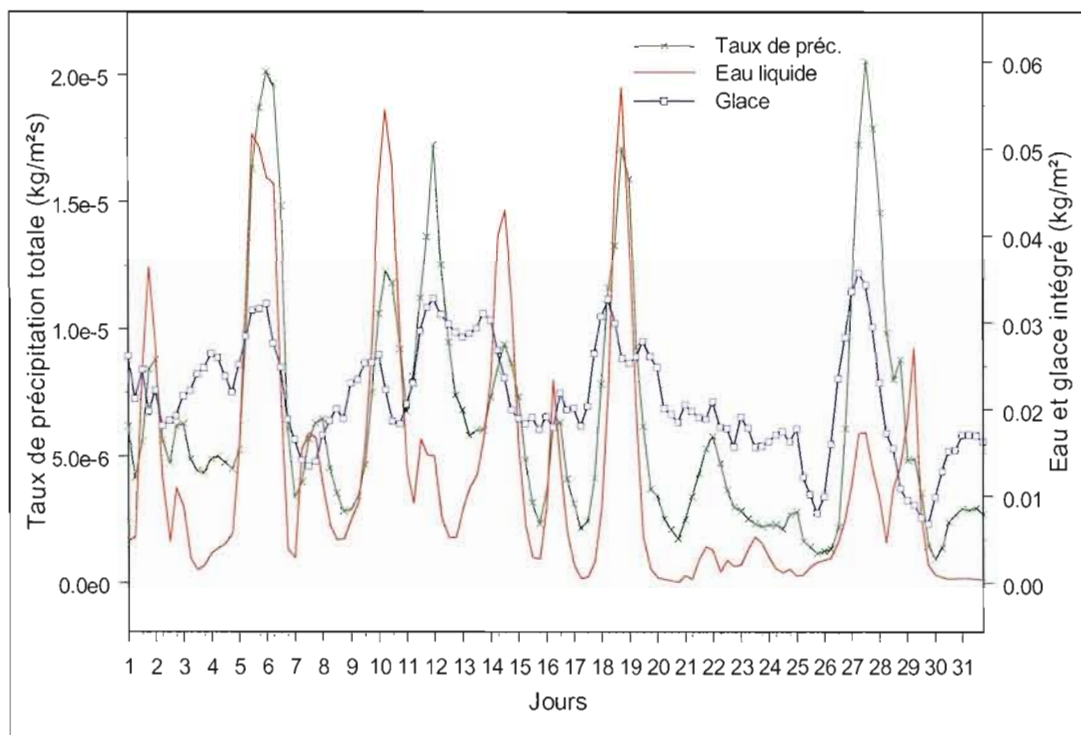
**Figure D.8 :** Anomalie de l'eau liquide du nuage intégré dans la colonne atmosphérique ( $\text{kg/m}^2$ ) pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.



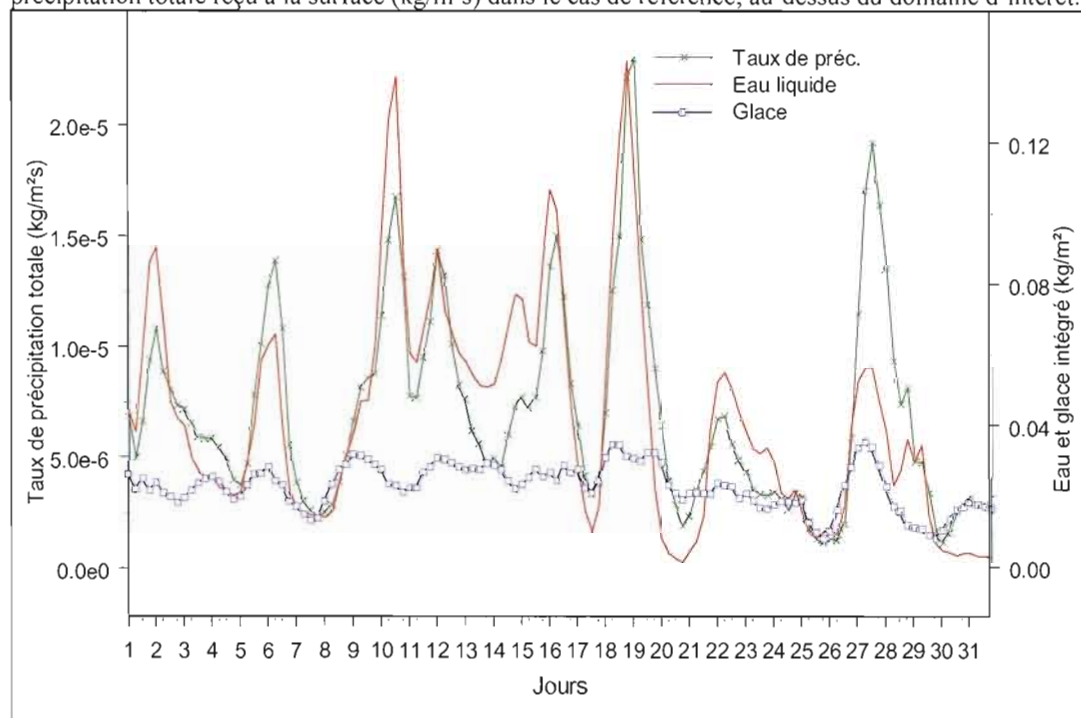
**Figure D.9 :** Anomalie relative (%) du contenu en glace de nuage intégré dans la colonne atmosphérique pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.



**Figure D.10 :** Anomalie relative (%) du flux solaire absorbé à la surface, pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.

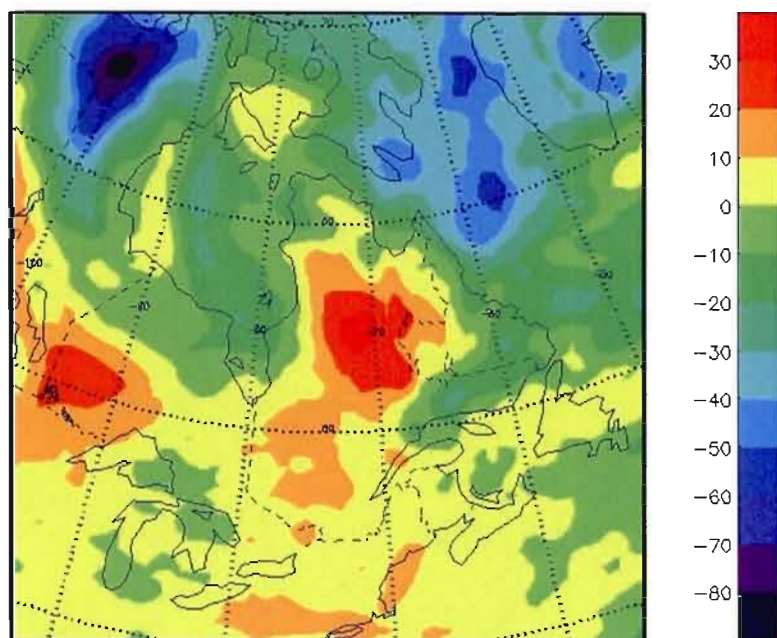


**Figure D.11:** Moyenne spatiale de l'anomalie de l'eau et de glace intégrée ( $\text{kg/m}^2$ ), et du taux de précipitation totale reçu à la surface ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ) dans le cas de référence, au-dessus du domaine d'intérêt.

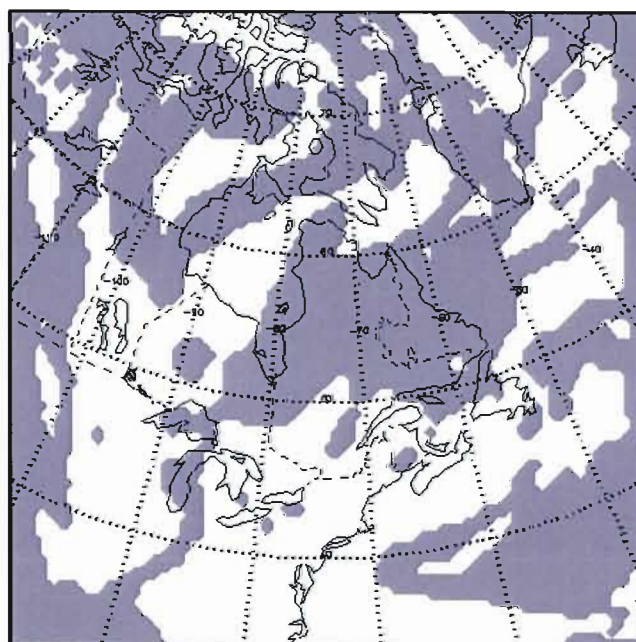


**Figure D.12 :** Moyenne spatiale de l'anomalie de l'eau et de glace intégrée ( $\text{kg/m}^2$ ), et du taux de précipitation totale reçu à la surface ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ) dans le cas perturbé, au-dessus du domaine d'intérêt.





**Figure D.13 :** Anomalie relative (%) de la quantité de sulfate intégré dans la colonne atmosphérique pour le mois de janvier 1994, au-dessus du domaine d'intégration.



**Figure D.14 :** Zones où l'anomalie de la circulation à 850 hPa est significative (en blanc) et non significative (en gris).



## GLOSSAIRE

Auto-conversion. Étape initiale du processus de collision – coalescence lors duquel les gouttelettes de nuages se transforment en gouttelettes d'eau de diamètre variant entre 0,2 et 0,5 mm.

Forçage radiatif. Il constitue une mesure de l'influence qu'a un facteur dans l'altération du bilan énergétique du système Terre-Atmosphère. De plus, il représente un indice de l'importance du facteur agissant comme mécanisme potentiel de la modification du climat.

Aérosols acides. Aérosols caractéristiques des épisodes de pollutions anthropiques majoritairement constitués d'acide sulfurique et en mélange interne avec d'autres espèces chimiques d'aérosols (par définition dans cette étude).

Noyau de condensation. Substrat solide ou liquide permettant la nucléation de la phase liquide. Ce type de noyau est généralement soluble ou partiellement soluble dans l'eau. Les aérosols de sulfate sont d'excellent noyau de condensation (NC).

Noyau de glaciation. Substrat solide généralement insoluble permettant la nucléation de la phase glace.

## BIBLIOGRAPHIE

- Albrecht, B.A., 1989. «Aerosol, cloud microphysics and fractional cloudiness». *Science*, 245, p. 1227-1230.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme, (AMAP), 1998. «Assessment Report: Arctic Pollution Issues». Édité par S. J. Wilson, J. L. Murray et H. P. Huntington, AMAP, Oslo, Norway, 859 p.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme, (AMAP), 2002. «Assessment Report: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic». Édité par S. J. Wilson et C. Symon, AMAP, Oslo, Norway, 112 p.
- Atkinson, R., D.L. Baulch, R.A. Cox, J.R.F. Hampson, J.A. Derr et J. Troe, 1989. «Evaluated kinetics and photochemical data for atmospheric chemistry: Supplement III». *J. Phys. Chem.*, 88, p. 881-1097.
- Barrie, L.A., 1986. «Arctic air pollution: an overview of current knowledge». *Atm. Environ.*, 20, p. 643-663.
- Beheng, K.D., 1994. «A parametrization of warm cloud microphysical conversion processes». *Atmos. Res.*, 33, p. 193-206.
- Bertrand, A.K., D.D Patterson et J.J Sloan, 1996. «Mechanism and Temperatures for the Freezing of Sulfuric Acid Aerosols Measured by FTIR Extinction Spectroscopy». *J. Phys. Chem.*, 100, p. 2376-2383.
- Bigg, E.K., 1980. «Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations». *J. Appl. Meteor.*, 19, p. 521-533.
- \_\_\_\_\_ 1990. «Long-term trends in ice nucleus concentrations». *Atmos. Res.*, 25, p. 409-425.
- Blanchet J.-P., et E. Girard, 1995. «Water vapor and temperature feedback in the formation of continental Arctic air: Its implications for climate». *Sci. Total Environ.*, 160-161, p. 793-802.
- \_\_\_\_\_ et E. Girard, 1994. «Arctic greenhouse cooling». *Nature*, 371, p. 383.
- Borys, R.D, 1989. «Studies of Ice Nucleation by Arctic Aerosol on AGASP-II». *Journal of Atmospheric Chemistry*, 9, p. 169-185.
- Boucher, O., et U. Lohmann, 1995. «The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity

- study with two general circulation models». *Tellus*, 47B, p. 281-300.
- Caya, D., et R. Laprise, 1999. «A Semi-Implicit Semi-Lagrangian Regional Climate Model: The Canadian RCM». *Mon. Wea. Rev.*, 127, p. 341-362.
- Charlson, R.J., J.E Lovelock, M.O Andreae, et S.G Warren, 1987. *Nature*, 326, p. 655-661
- \_\_\_\_\_ S.E Schwartz, J.M. Hales, R.D Cess, J.A Coagley Jr., J.E. Hansen et D.J Hofmann, 1992. «Climate forcing by anthropogenic aerosols». *Science*, 255, p. 423-430.
- Chin, M., D.J. Jacob, G.M. Gardner, P.A. Spiro, M. Foreman-Fowler et D.L. Savoie, 1996. «A global three-dimensional model of tropospheric sulfate». *J. Geophys. Res.*, 101, p. 18667-18690.
- Collins, W.D., W.C. Conant et V. Ramanathan, 1994. «Earth radiation budget, clouds and climate sensitivity». *The chemistry of the atmosphere : its impact on global change*, Oxford University Press, Oxford, UK, p. 207-215.
- Cooper, W. A., 1980. «A method of detecting contact ice nuclei using filter Samples». *Preprints Cloud Phys. Conf., Clermont-Ferrand, France*, p.605-669.
- Cotton, W.R. G.J. Tripoli, R.M. Rauber et E.A. Mulvihill, 1986. «Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall». *J. Climate Appl. Meteorol.*, 25, p. 1658-1680.
- Curry, J.A, 1983. «On the formation of continental polar air». *J. Atmos. Sci.*, 40, p. 2278-2292.
- \_\_\_\_\_ F.G. Meyers, L.F Radke, C.A. Brock et E.E. Ebert, 1990. «Occurrence and characteristic of lower tropospheric ice crystals in the Arctic» *Int. J. Climato.*, 10, p 749-764.
- \_\_\_\_\_ W.B Rossow, D. Randall et J. Schramm, 1996. «Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics». *Journal of Climate*, p. 1731-1761.
- \_\_\_\_\_ J.L. Schramm et E.E Ebert, 1995. «Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism». *J. Climate*, 8, p. 240-247.
- DeMore, W.B., S.P. Sander, D.M. Golden, R.F. Hampson, M.J. Kurylo, C.J Howard, A.R Ravishankara, C.E. Kolb et M.J Molina, 1992. «Chemical Kinetics and photochemical data for use in stratospheric modeling». *JPL Publication 92-20*, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena.
- Ellingson, R.G, J.A. Curry, K. Stamnes, J.E. Walsh et B.D. Zak, 1996. «Overview of north slope of Alaska/adjacent Arctic Ocean (NSA/AAO) science issues and siting



strategies». J. Climate.

Feingold, G., et S. Kreidenweis, 2000. «Does cloud processing of aerosol enhance droplet concentrations ?». Journal of Geophysical Research, vol. 105, no D19, p. 24351-24361.

Fouquart, Y., et B. Bonnel, 1980. «Computation of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization». Beitr. Phys., 53, p. 35-62.

\_\_\_\_\_ et H. Isaka, 1992. «Sulfure mission, CCN, clouds and climate: a review». Ann. Geophys., 10, p. 462-471.

Fowler, L. D. et D. A. Randall, 1996. «Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part III: Sensitivity to model assumption». J. Climate, 9, p. 561-586.

Gal-Chen, T. et R. C. Somerville, 1975. «On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of Navier-Stokes». J. Comput. Phys., 17, p. 209-228.

Gate, W.L, 1992. «AMIP: the atmospheric model intercomparison project». Bull. Am. Met. Soc., 73, p. 1962-1970.

Gilchrist, H.G., et G.J. Roberston, 2000. «Observations of marine birds and mammals wintering at polynyas and ice edges in the Belcher Islands». Nunavut, Canada, Arctic, 53, 1, p. 61-68.

Girard, E., 1998. «Étude d'un effet indirect des aerosols acides en Arctique : le cycle de déshydratation». Departement of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montreal.

\_\_\_\_\_ et J.P. Blanchet, 2001. «Microphysical Parameterization of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus for Climate Models». Journal of the Atmospheric Science, vol. 58, p. 1181-1198.

\_\_\_\_\_ et J.P. Blanchet, 2001. «Simulation of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus Using an Explicit Aerosol-Cloud-Radiation Model». Journal of Geophysical Research, vol.58, p. 1199-1221.

\_\_\_\_\_ J.P. Blanchet et Y. Dubois, 2005. «Effects of arctic sulphuric acid aerosols on wintertime low-level atmospheric ice crystals, humidity and temperature at Alert, Nunavut». Atmospheric Research, 73, p. 131-148.

Gong, S.L., L.A. Barrie et J.-P. Blanchet, 1997a «Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere, Part 1: Model development». J. Geophys. Res., 102, p. 3805-3818.

\_\_\_\_\_ L.A. Barrie, J. Prospero, D.L. Savoie, G.P. Ayers, J.-P. Blanchet et L. Spacek, 1997b «Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere, Part 2: Atmospheric

concentrations and fluxes». *J. Geophys. Res.*, 102, p. 3819-3830.

\_\_\_\_\_. L.A. Barrie, J.-P. Blanchet, K. von Salzen, U. Lohmann, G. Lesins, D. Lavoué, J. Jiang, H. Lin, E. Girard, R. Leaitch, H. Leighton, P. Chylek et L. Spacek, 1999. «CAM: Treatment of the size segregated atmospheric aerosols for climate and air quality models: 1. Module Development». *J. Geophys. Res.*, en imprimerie (2001).

Gough, W.A., et E. Wolfe, 2001. «Climate Change Scenarios for Hudson Bay, Canada, from General Circulation Models». *Arctic*, vol. 54, no 2, p. 142-148.

Hahn, C.J., et S.G. Warren, «Climatic Atlas of Clouds Over Land: [www.atmos.washington.edu/~ignatius/CloudMap/](http://www.atmos.washington.edu/~ignatius/CloudMap/)» Site consulté le 15 septembre 2004.

\_\_\_\_\_. et S.G. Warren, 1995. «The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology». *J. Climate*, 8, p. 1429-1446.

Han, Q., W.B. Rossow, J. Chou et R.M. Welch 1998a. «Global variation of column droplet concentration in low-level clouds». *Geophys. Res. Lett.*, 25, p. 1419-1422.

\_\_\_\_\_. W.B. Rossow, J. Chou et R.M. Welch, 1998b. «Global survey 339 Aerosols, their Direct and Indirect Effects of the relationships of cloud albedo and liquid water path with droplet size using ISCCP». *J. Climate*, 11, p. 1516-1528.

Hobbs, P.V., 1993. «Aerosol-Cloud-Climate Interactions». *Academic Press Inc.*, San Diego, California, International Geophysics Series, 54.

Howard, B., 1992. «Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes». Oxford University Press, New York, xxx p.

Hudson, J. G., et S. S. Yum, 1997. «Droplet spectral broadening in marine stratus». *J. Atmos. Sci.*, 54, p. 2642-2654.

Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen et M. Visbeck, 2003. «An Overview of the North Atlantic Oscillation». American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 134.

Intergovernmental Panel on Climate Change, (IPCC), 2001. «Climate Change 2001: The Scientific Basis». Édité par J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell et C.A. Johnson, Cambridge University Press, New York, 881 p.

Iversen, T., 1989a. «Some statistical properties of ground level air pollution at Norwegian Arctic stations and their relation to large scale atmospheric flow systems. *Atmos. Environ.*, 23, p. 2451-2462.

\_\_\_\_\_. 1989b. «Numerical modelling of the long range atmospheric transport of sulphur

- dioxide and particulate sulphate to the Arctic». *Atmos. Environ.*, 23, 11, p. 2451-2476.
- \_\_\_\_\_ et T. Tarrason, 1995. «On climatic effects of Arctic aerosols». University of Oslo, Department of Geophysics, Norway, Institute Report Series, no. 94.
- Jaenicke, R., 1978a. «Physical properties of atmospheric particulate sulfur compounds». *Atmos. Environ.*, 12, p. 161-169.
- \_\_\_\_\_ 1988. «Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology». Landolt-Bornstein New Series, Geophysics and Space Research, Meteorology, Physical and Chemical Properties of the Air, p. 391-457.
- Jones, A., D.L. Roberts et J. Slingo, 1994. «A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols». *Nature*, 370, p. 450-453.
- \_\_\_\_\_ D.L. Roberts et M.J. Woodage, 1999. «The indirect effects of anthropogenic sulphate aerosol simulated using a climate model with an interactive sulphur cycle». Hadley Centre Technical Note, 14, 38 p. Disponible à partir du : Hadley Centre for Climate Prediction and Research.
- Kahl, J.D., 1990. «Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast». *Int. J. Climatol.*, 10, p.537-548.
- \_\_\_\_\_ M.C. Serreze et R.C. Schenell, 1992a. «Tropospheric low-level temperature inversions in the Canadian Arctic». *Atmos.-Ocean*, 30, p. 511-529.
- Kiehl, J.T., et B.P. Briegleb, 1993. «The relative roles of sulphate aerosols and greenhouse gases in climate forcing» *Science*, 260, p. 311-314.
- Kuang, Z., et Y.L. Yung, 2000. «Reflectivity variations off the Peru coast: Evidence for indirect effect of anthropogenic sulphate aerosols on clouds». *Geophys. Res. Lett.*, 16, p. 2501-2504.
- Laprise, R., D. Caya, G. Bergeron et M. Giguère, 1997. «The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community) model». *Atmos.-Ocean*, 35, 1, p. 195-220.
- Leitch, W., G.A. Isaac, J.W. Strapp, C.M. Banic et H.A. Wiebe, 1992. «The relationship between cloud droplet number concentrations and anthropogenic pollution: Observations and climatic implications». *J. Geophys. Res.*, 97, p. 2463-2474.
- Leith, C.E., 1971. «Atmospheric Predictability and two-dimensional turbulence». *J. Atmos. Sci.*, 28, p. 145-161.
- Levkov, L., B. Rockel, H. Kapitza et E. Raschke, 1992. «3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution». *Beitr. Phys. Atmos.*, 65, p.

35-38.

Li, J., et Q. Min, 2002. «Parameterization of the Optical Properties of Sulfate Aerosols in the Infrared». *J. Atmos. Sci.*, 59, p. 3130-3140.

Liousse, C. J.E. Penner, C. Chuang, J.J. Walton, H. Eddleman et H. Cachier, 1996. «A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols». *J. Geophys. Res.*, 101, p. 19411-19432.

Lohmann, U., et E. Roeckner, 1996. «Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model». *Climate Dynamic*, 12, p. 557-572.

\_\_\_\_\_ et J. Feichter, 1997. «Impact of sulphate aerosols on albedo and lifetime of clouds: A sensitivity study with the ECHAM4 GCM». *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no D12, p. 13685-13700.

\_\_\_\_\_ et J. Feichter, 2001. «Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale ?». *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no 1, p. 159-161.

\_\_\_\_\_ G. Tselioudis et C. Tyler, 2000. «Why is the cloud albedo – particle size relationship different in optically thick and optically thin clouds ?». *Geophysical Research Letters*, vol. 27, no 8, p. 1099-1102.

\_\_\_\_\_ N. McFarlane, K. Von Salzen, H. G. Leighton, et J. Feichter, 1999. «Sensitivity of the tropospheric sulfur cycle in the Canadian general circulation model to different physical processes». *J. Geophys. Res.*, en soumission (1999).

Maxwell, J.B., 1982. «Climate of the Canadian Arctic islands and adjacent water». *Climato. Stud.*, 30, p. 34-52.

McFarlane, N.A., 1987. «The effect of orographically excited gravity-wave drag on the circulation of the lower stratosphere and troposphere». *J. Atmos. Sci.*, 44, p. 1175-1800.

\_\_\_\_\_ G.J. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare, 1992. «The Canadian Climate Centre second generation General Circulation Model and its equilibrium climate». *J. Clim.*, 5, 10, p. 1013-1044.

Morcrette, J.-J., 1984: Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique, Ph.D. thesis, Université des Sciences et Technique de Lille, 373 p.

Nemesure, S., R. Wagener et S.E Schwartz, 1995. «Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol; Sensitivity to particle size, composition, and relative

- humidity». *J. Geophysic Res.*, 100, p. 26 105-26 116.
- Peixoto, J.P., et A.H. Oort, 1992. «Physics of climate» Springer-Verlag New York, Inc.
- Peng, Y., et U. Lohmann, 2002. «Sensitivity study of the spectral dispersion of the cloud droplet size distribution on the indirect aerosol effect». Departement of Physics and Atmospheric Sciences, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada.
- \_\_\_\_\_, U. Lohmann, R. Leaitch, C. Banic et M. Couture, 2002. «The cloud albedo-cloud droplet effective radius relationship for clean and polluted clouds from RACE and FIRE.ACE». *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no D11, p. 1-6.
- Penner, J.E., 1995. «Carbonaceous aerosols influencing radiation: black and organic carbon». Édité par R.J Charlson et J. Heintzenberg, John Wiley & Sons, p. 91-109.
- Pruppacher, H.R., et J.D. Klett, 1997. «Microphysics of Clouds and Precipitation, Second Revised and Enlarged Edition with an Introduction to Cloud Chemistry and Cloud Electricity». Kluwer Academic Publishers, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library.
- Qi, L., J. Hao et M. Lu, 1995. «SO<sub>2</sub> emission scenarios of eastern China» *Water Air Soil Pollut.*, 85, p. 1873-1878.
- Raschke, E., 1987. «Report of the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)». Workshop on Cloud Algorithms on the Polar Regions.
- Rinke, A., et K. Dethloff, 2000. «On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions». *Clim. Res.*, 14, 2, p. 101-113.
- Rogers, D., 1993. «Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber». *Atmos. Res.*, 29, p. 209-228.
- Rotstajn, L.D., 1999. «Indirect forcing by anthropogenic aerosols: A GCM calculation of the effective-radius and cloud lifetime effects». *J. Geophys. Res.*, 104, p. 9369-9380.
- Saucier, F.J., et J. Dionne, 1998. «A 3-D coupled ice-ocean model applied to Hudson Bay, Canada: The seasonal cycle and time-dependent climate response to atmospheric forcing and runoff». *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 27689-27705.
- \_\_\_\_\_, S. Senneville, F. Roy, G. Smith, P. Gachon et D. Caya, 2002. «Modeling of the Ice-Ocean Seasonal Cycle in Hudson Bay, Foxe Basin and Hudson Strait». Small Scale Sea Ice Ocean Modeling Workshop, Fairbanks, Alaska.
- Schwartz, S. E., 1996. «The whitehouse effect - Shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols: An overview». *J. Aer. Sci.*, 27, p. 359-383.

- Schweiger, J.A., et J.R. Key, 1992. «Arctic cloudiness: Comparison of ISCCP-2 and Nimbus-7 satellite-derived cloud products». *J. Climate*, 9, p. 1731-1762.
- Seinfeld, J.H., et S.N. Pandis, 1998. «Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change». John Wiley & Sons, Inc, New-York, 1326 p.
- Senior, C. A., et J.L.B. Mitchell, 1993. «Carbon dioxide and climate: The impact of cloud parametrization. *J. Climate*, 6, p. 393-418.
- Skinner, W.R., R.L. Jefferies, T.J. Carleton, R.F. Rockwell et K.F. Abraham, 1998. «Prediction of reproductive success and failure in lesser snow geese based on early season climate variables». *Global Change Biology*, 4, p. 3-16.
- Spacek, L., S. Gong, K. v. Salzen, U. Lohmann, P. Liu., J.P. Blanchet, L.A. Barrie, W.R. Leaitch, H.G. Leighton, R.M. Hoff et E. Girard. 2000. «The NARCM Aerosol Model Applied to LITE Shuttle Measurement in Eastern North America». À paraître dans *J. Geophys. Res.*
- Sundqvist, H. E. Berge, J.E. Kristjansson, 1989. «Condensation and cloud parametrization studies with a mesoscale numerical weather prediction model». *Mon. Weather Rev.*, 117, p. 1641-1657.
- Tegen, I., et I. Fung, 1995. «Contribution to the mineral aerosol load from land surface modification». *J. Geophys. Res.*, 100, p. 18707-18726.
- \_\_\_\_\_, P. Hollrig, M. Chin, I. Fung, D. Jacob et J. Penner, 1997. «Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results». *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 23 895- 23915.
- Toth, Z., et E. Kalnay, 1993. «Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations». *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, p. 2317-2330.
- Twomey, S., 1971. «The composition of cloud nuclei». *J. Atmos. Sci.*, 28, p. 377-381.
- \_\_\_\_\_, 1977. «Influence of pollution on the short wave albedo of clouds». *J. Atm. Sci.*, 34, p. 1149-1152.
- Vali, G., 1991. «Nucleation of ice. *In* : Atmospheric Particles and Nuclei, G. Götz, E. Mészáros et G. Vali (eds), Akadémiai Kiado, p. 131-132.
- Von Salzen, K., H.G Leighton, P.A. Ariya, L.A. Barrie, S.L. Gong, J.-P. Blanchet, L. Spacek, U. Lohmann et L.I. Kleinman, 1999. «The sensitivity of sulphate aerosol size distribution and CCN concentrations over North America to SO<sub>2</sub> emissions and H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> concentrations». *J. Geophys. Res.*, en soumission (1999).
- Von Storch, H., et F.W. Zwiers, 1999. «Statistical Analysis in Climate Research». Cambridge

University Press, 484 p.

- Vukicevic, T. et R. Errico, 1990. «The influence of artificial and physical factors upon predictability estimates using a complex limited-area model». *Mon. Wea. Rev.*, 118, p. 1460-1482.
- Wallace, J.M., et P.V. Hobbs, 1977. «Atmospheric Sciences: An Introductory Survey». *Academic Press*.
- Wang, J., L.A Mysak et R.G Ingram, 1994. «A Numerical Simulation of Sea Ice Cover in Hudson Bay». *Journal of Physical Oceanography*, vol. 24, p. 2515-2533.
- \_\_\_\_\_, L.A Mysak et R.G Ingram, 1994. «A Three-Dimensional Numerical Simulation of Hudson Bay Summer Ocean Circulation: Topographic Gyres, Separations, and Coastal Jets». *Journal of Physical Oceanography*, vol. 24, p. 2496-2514.
- Wehner, M.F., 1998. «Determination of the Sampling Size of AGCM Ensemble Simulations». *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, no 47.
- Wexler, H., 1936. «Cooling in the lower atmosphere and the structure of polar continental air». *Mon. Wea. Rev.*, 64, p. 122-136.
- Xu, K.M., S.K. Krueger, 1991. «Evaluation of cloudiness parametrizations using a cumulus ensemble model». *Mon. Weather Rev.*, 119, p. 342-367.
- Young, K.C., 1993. «Microphysical processes in clouds» Oxford University Press, New-York.
- Yum, S.S., et J.G. Hudson, 1998. «Comparisons of cloud microphysics with cloud condensation nuclei spectra over the summertime Southern». *J. Geophys. Res. Atmos.*, 103, p. 16625-16636.
- Zhang, L., S.-L. Gong, J. Padro et L. Barrie, 1999. «A size segregated Particle Dry Deposition Scheme for an Atmospheric Aerosol Module». *J. Geophys. Res.*, 104, p. 26833-26858.